

Werk

Titel: Die epirogene Geschichte Keltiberiens.

Jahr: 1933

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?251726223_1933_0007|log11

Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

✉ info@digizeitschriften.de

A. Die epirogene Geschichte Keltiberiens.

I. Die Geschichte des mesozoischen Troges.

a) Der keltiberische Sedimentationsraum in der Unteren Trias.

Auf dem variszischen Faltenrumpf, über den uns in neuester Zeit besonders die Arbeiten von LOTZE und SCHRIEL unterrichtet haben, ruht als tiefstes Glied des mesozoischen Deckgebirges der Buntsandstein. Aus seiner Verbreitung, Mächtigkeit und Faziesentwicklung läßt sich das paläogeographische Bild jener Zeit ableiten (s. Tafel 2, Fig. 1).

1. Der Westrand des Sedimentationsraumes.

Im Bereich der Guadarrama konnte SCHROEDER (1930) den westlichen Saum des untertriadischen Sedimentationsgebietes festlegen. Er verläuft östlich der Linie Onrubia—Riaza—Tamajón [D—E 1]¹⁾. In den westlichen Hesperischen Ketten scheint der Buntsandstein zu fehlen, wenigstens transgrediert bei Beteta (Cueva del Hierro) [F 5] der Muschelkalk unmittelbar auf dem Paläozoikum. Die z. T. recht geringmächtigen Buntsandsteinvorkommen bei Cardeñosa, Sigüenza [D 3], Checa [F 5] und Villora [H 6] bezeichnen die Westgrenze der Verbreitung und deuten auf die Nachbarschaft eines westlichen Hochgebietes. Ihm gehört offenbar auch fast das ganze Gebiet des heutigen Tajo-Beckens an; denn bei Alcaráz, Alcázar und Manzanares [außerhalb der Karte] ruht der Keuper unmittelbar auf dem Grundgebirge^{1a)}.

Auch im oberen Duero-Becken weist die geringe Mächtigkeit der Trias bei Moncalvillo südlich Salas [B 1] darauf hin, daß der Saum des Sedimentationsgebietes nicht fern war. Er mag etwa zwischen Burgo de Osma [C 2] und Aranda del Duero [C 1] gelegen haben.

So ergibt sich eine in nordnordwestlicher Richtung durch Tajo-Becken, Guadarrama und nördliches Duero-Becken streichende Linie, welche den Sedimentationsraum des Buntsandsteins von einem schuttliefernden Denudationsgebiet im Westen scheidet. Dieses sei als „Kastilische Masse“ bezeichnet.

1) Siehe hierzu Tafel 1!

1a) Aufgearbeitet kann der Buntsandstein hier nicht sein, da Gerölle von ihm niemals beobachtet wurden.

2. Die Fazies der Sedimente.

Vom Fuß der Kastilischen Masse nehmen die Sedimente nach Osten rasch an Mächtigkeit zu. Aber das Anschwellen geschieht nicht kontinuierlich, vielmehr lassen sich deutlich Becken und Schwellen im Sedimentationsbereich unterscheiden.

a) Die Beckenfazies.

Auffallend große Mächtigkeiten von 400 m und mehr erreicht der Buntsandstein in drei Spezialtrögen, — in Nordvalencia (zwischen Sagunt und Beamud), bei Molina de Aragón und im Moncayogebiet (vgl. Taf. 2, Fig. 1). Hier ist er folgendermaßen gegliedert:

Nordvalencia, (Cañete [G 6])	Molina [E 5]	Moncayo ²⁾ [B 5]
80 m { Letten und tonige Sandsteine (bei Henarejos mit 15 m Gips)	ca. 100 m { Mergelige Letten und mürbe Sandsteine	25 m { Sandige Letten mit Gips
100 m { Kreuzgeschichtete, feste, konglom. Sandsteine	60 m { Sandst. u. Konglom. Sandsteine m. Ge- röllen	ca. 200 m { Rote, tonige Sand- steine, z.T. dünn- plattig
100 m Sandst. u. Letten 80 m Basalkonglomerat	150 m mürbe Sandsteine 60 m Basalkonglomerat	100 m { Quarzitisches Sand- steine mit Ge- röllen 20 m Basalkonglomerat

Wie bereits BRINKMANN betont hat, ähneln Fazies und Gliederung des keltiberischen Buntsandsteins der deutschen Entwicklung. Die dünn-schichtigen, glimmerreichen Sandsteine des Moncayo-Beckens erinnern an die „Sollingplatten“, die kreuzgeschichteten, festen Sandsteine von Cañete an den „Bausandstein“ Hessens. Die höchsten, z. T. salinaren Sedimente des keltiberischen Buntsandsteins sind dem deutschen „Röt“ vergleichbar und sollen hier deshalb auch als Röt bezeichnet werden.

2) Die Gesteine des Berges Moncayo selbst zeigen einen etwas abweichenden Habitus, der aber (s. G. RICHTER 1930 S. 55) mit der starken Durchbewegung bei der Auffaltung zusammenhängen dürfte.

β) Die Schwellenfazies.

Gegenüber den drei Gebieten besonders starker Sedimentanhäufung heben sich einige Zonen geringer Mächtigkeit ab, wie Taf. 2 Fig. 1 veranschaulicht. Die Faziesentwicklung im Bereich dieser Schwellen ist aus folgenden Profilen zu ersehen:

Checa [F 5]	Ateca ³⁾	Castellón ⁴⁾
Grobe Sandst. 25 m	Konglomerat < 10 m	Kieselige Sandsteine und Konglomerate 70 m
Basalkonglom. 5 m		Mürbe Sandsteine 80 m

Die Sedimente bestehen hier also ausschließlich aus grobklastischem Material. Die saline, uferferne „Röt“fazies ist auf die Becken beschränkt. Inwieweit hierbei fazielle Vertretungen bzw. Lücken vorliegen, ist nicht zu entscheiden. Offenbar sind aber die Gebiete großer Buntsandsteinmächtigkeit zugleich solche einer vollständigeren Entwicklung (s. u.). Die klastischen Äquivalente der salinaren Fazies brauchen also nicht notwendig in den Rand- bzw. Schwellengebieten vorhanden zu sein.

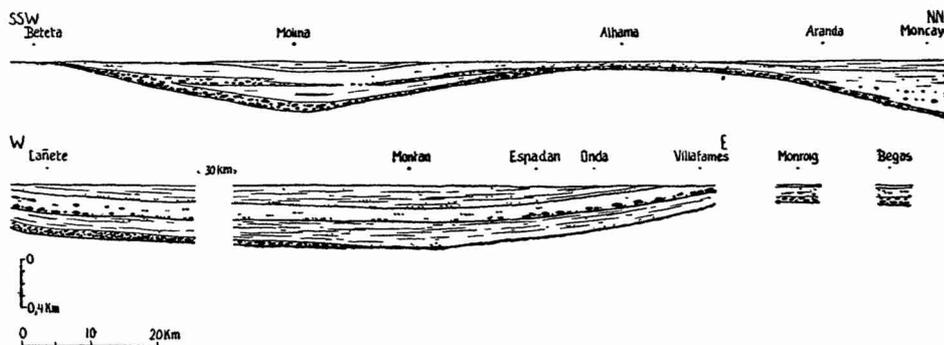


Abb. 2. Faziesprofile durch die Buntsandstein-Becken Keltiberiens.
Gestrichelt: tonige Fazies. Punktiert: sandig-konglomeratische Fazies.

Die Ateca-Schwelle.

Besonders stark reduziert ist die Mächtigkeit des Buntsandsteins in den mittleren Iberischen Ketten (etwa von Ateca bis Montalbán [C 5–E 8]). Diese Zone sei „Ateca-Schwelle“ genannt.

3) Bei Monforte [D 7].

4) Villafames [G 10].

In ihrer Nachbarschaft werden die Tonmittel im Buntsandstein immer seltener, während die Gerölle sich mehren und sich zu Konglomeratbänken zusammenschließen. Die sandigen Zwischenlagen werden schließlich fast völlig verdrängt, so daß im extremen Falle (z. B. südlich Monforte [D 7]) der Buntsandstein nur noch aus einem knapp 10 m mächtigen Konglomerat besteht, auf dem unmittelbar der Muschelkalk ruht.

Bemerkenswert ist die Bedeutung der Ateca-Schwelle für das bei Molina beobachtete obere Konglomerat. Es ist bei Nuévalos (südlich von Ateca) noch vorhanden, nördlich der Schwelle fehlt es dagegen. Wenn nun die Zone von Ateca schon zur Ablagerungszeit des unteren Konglomerates als becken-trennende Schwelle bestanden und ihren Schutt nach Norden (in das Becken des Moncayo) und nach Süden (in das Becken von Molina) gesandt hätte, so wäre nicht einzusehen, weshalb nicht auch zur Zeit des oberen Molina-Konglomerates Schüttungen von ihr nach beiden Seiten hätten ausgehen sollen. Ihr Schwellencharakter war doch zu dieser Zeit recht ausgeprägt. Da sich im Norden der Schwelle aber nur ein Konglomerat (an der Basis) findet, so wird die Annahme nahegelegt, daß zur Zeit der Ablagerung des Basalkonglomerates von Molina das Moncayo-Becken noch keine Sedimente empfing. Anscheinend setzte hier erst zur Zeit des oberen Konglomerates die Senkung ein, d. h. erst damals wurde das Moncayo-gebiet zum Becken und die Atecazone zur becken-trennenden Schwelle. Das Basalkonglomerat der Moncayo-Senke entspräche damit zeitlich dem oberen Konglomerat des Molina-Beckens (s. Abb. 3).

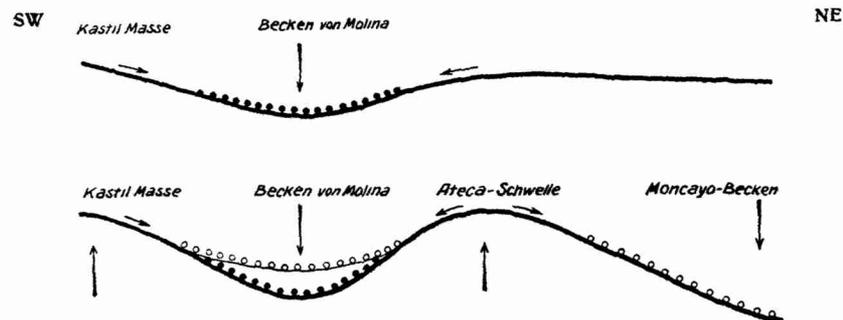


Abb. 3. Schema der untertriadischen Undationen nördlich und südlich der Ateca-Schwelle.

In der frühen Buntsandstein-Zeit wurde nur im Becken von Molina sedimentiert (ausgefüllte Kreise). Zur Zeit des oberen Konglomerates von Molina setzte auch im Moncayo-Becken die Sedimentation ein (leere Kreise).

Die Schwelle von Castellón.

Die Schwelle von Ateca [D 5] würde — verlängert gedacht — nördlich von Castellón [G 10] das Meer erreichen. Hier tritt Buntsandstein wieder in größerer Verbreitung zutage, und tatsächlich entspricht die Mächtigkeitsabnahme von Sagunt [H 9] nach Castellón etwa der von Molina [E 5] nach Ateca (s. Taf. 2, Fig. 1).

Die Gesamtmächtigkeit sinkt von 450 m auf 150 m. Im einzelnen betrifft die Abnahme besonders die Letten und tonigen Sandsteine im Hangenden der Quarzite, die sich von Cañete über Nordvalencia bis weit in die Provinz Castellón verfolgen lassen. Bei Montán [G 9] liegen über diesem Leithorizont noch etwa 200 m mürbe Sandsteine und Letten, bei Eslida [H 9] schrumpfen sie auf 150 m, bei Onda [G 9] auf 100 m zusammen. Bei Villafamés [G 10] fehlen sie völlig. Hier ruht der Muschelkalk unmittelbar auf den Quarziten, deren Mächtigkeit zwar gleichfalls sinkt, aber nicht im gleichen Ausmaß (von 90 m bei Montán und Eslida auf 70 m bei Villafamés). Bedeutender ist wieder die Abnahme im Liegenden des Leithorizontes. Denn diese Sandsteine und Letten schwellen bei Montán auf 160 m an, während sie bei Benicasim und Villafamés nur die Hälfte erreichen (s. Abb. 2).

Wenn sich auch nicht entscheiden läßt, ob diese Schwankungen allein auf vermehrter Sedimentation im Westen beruhen oder ob auch Wiederaufarbeitung im Osten daran beteiligt ist, so ist doch gewiß, daß die Schwelle von Castellón in gleicher Weise dem Becken von Sagunt gegenübergestellt werden darf, wie 170 km weiter nördlich die Schwelle von Ateca dem Becken von Molina.

3. Die Frage der Katalonischen Masse.

Wäre die Kastilische Masse der einzige Schuttlieferant des Keltiberischen Troges, so müßten die Sedimente in Keltiberien gegen NE immer feinkörniger werden. Noch bei Castellón (Benicasim, Villafamés) trifft das zu, denn hier ist kaum einmal eine Andeutung eines Basalkonglomerates vorhanden. Aber in den Katalonischen Küstenketten wächst wieder die Geröllgröße und die Mächtigkeit der Konglomeratbänke bei gleichzeitiger Abnahme der Gesamtmächtigkeit, wie Abb. 2 und 4 zeigen.

Das Buntsandsteinmaterial dieses Gebietes kann nicht mehr von der Kastilischen Masse kommen. Woher stammt es?

Die untertriadischen Ablagerungen sind an der katalonischen Küste einander sehr ähnlich. Überall beobachtet man die gleiche Geröllgröße und die gleiche Mächtigkeit der Konglomeratbänke.

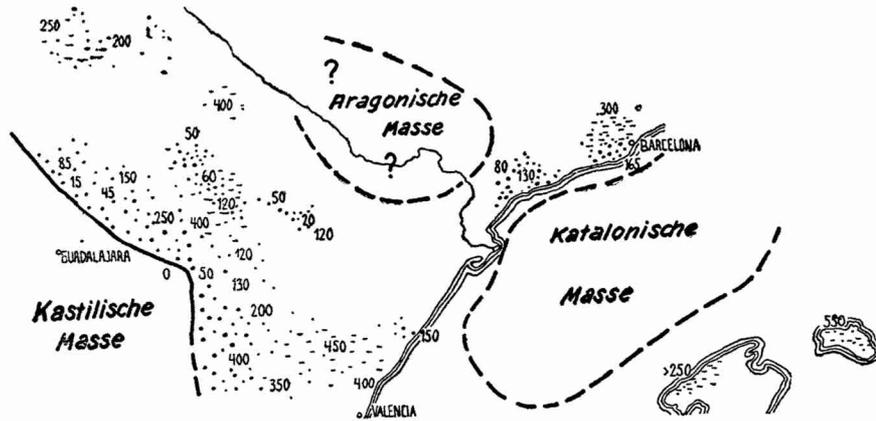


Abb. 4. Die Stellung des Keltiberischen Sedimentationsraumes während der Unteren Trias.

Die Zahlen geben die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins an, grobklastische Fazies ist durch Punkte, tonige durch horizontale Striche angedeutet.

Geht man aber von der heutigen Küste landeinwärts, so ändert sich in der Gegend von Barcelona das Bild überraschend schnell. Geröll- und Korngrößen nehmen ab. An Stelle von Konglomeraten stellen sich Sandsteine ein, denen sich immer mehr Schiefertone einschalten. Zugleich macht sich ein geringer Kalkgehalt bemerkbar. Entlang dem Llobregat kann man diese Entwicklung trefflich verfolgen (s. Abb. 5).

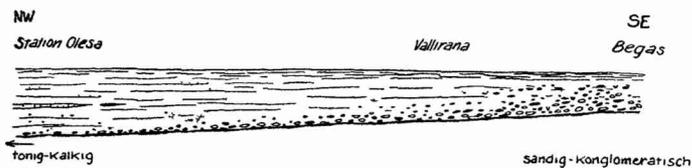


Abb. 5. Fazies und Mächtigkeit des Buntsandsteins am Rand der Katalonischen Masse.

An der Autostraße von Castelldefels nach Begas⁵⁾ ist der Buntsandstein (besonders gut bei der Burg) Bank für Bank aufgeschlossen. Über dem Paläozoikum, das z. T. sekundär rotgefärbt ist, liegen mächtige Konglomerate (40 m), die nach oben durch Wechsellagerung in feste Sandsteine (95 m) übergehen. Auch diese enthalten noch meterdicke Geröllhorizonte. Erst ganz im Hangenden folgen

5) Außerhalb der Karte Tafel 1.

rote und grüne Tone (30 m), die an der Straße bei der obersten Kehre unter dem Muschelkalk zutage treten.

Demgegenüber zeigt der Buntsandstein bei der Station Olesa der Bahn von Barcelona nach Manresa, wo seine Schichten nahezu senkrecht stehen und an der Straße und im Bachbett fast Meter für Meter gemessen werden können, folgendes Profil:

Hangendes: Muschelkalk

20 m rote und grüne Schiefertone mit Gipsresiduen

80 m rote sandige Letten mit Sandsteinbänken

16 m rote sandig-glimmerige Letten mit Malachit und Pflanzenresten

13 m feste rote Sandsteine

10 m rote Letten

4 m rote Sandsteine

15 m rote tonige Letten

4 m rote Sandsteine

15 m rote sandige Letten mit gelben Kalksandsteinbänken

4 m rote Sandsteine

10 m rote sandige Letten

3 m rote Sandsteine

30 m rote sandige Letten

65 m rote Sandsteine, unten kieselig, in den oberen 45 m tonig

10 m kieseliges Basalkonglomerat mit bis faustgroßen Geröllen

299 m

Die Basalkonglomerate sind hier also auf $\frac{1}{4}$ der Mächtigkeit zusammengeschrumpft, die konglomeratischen Sandsteine auf $\frac{1}{3}$. In den höheren Teilen sind die Gerölle verschwunden, dafür haben sich über 200 m Schiefertone eingestellt. Infolgedessen bildet der Buntsandstein hier eine Senke statt eines Klippenzuges wie bei Begas⁵⁾.

Die sedimentliefernde Schwelle ist also im Osten der katalonischen Küstenketten zu suchen.

Andererseits ist der Buntsandstein der Balearen sehr mächtig: auf Menorca erreicht er nach freundlicher Mitteilung von J. HOLLISTER 550 m. Eine ähnliche Mächtigkeit dürfte er auch auf Mallorca besitzen, da das Röt, das erfahrungsgemäß mit der Gesamtmächtigkeit wächst, hier sehr dick ist. Aufgeschlossen sind vom Buntsandstein etwa 250 m. Da dem Buntsandstein auf Menorca, vom geringmächtigen Basalkonglomerat abgesehen, Gerölle fast fehlen, so muß das sedimentliefernde Hochgebiet relativ fern gelegen haben.

Auf Grund dieses Befundes liegt es also nahe, in der Unteren Trias ein sedimentlieferndes Hochgebiet im Südosten Kataloniens anzunehmen, etwa von der Ausdehnung, wie es Abb. 4 veranschaulicht. —

Untertriadische Sedimentation und Tektonik.

Das völlige Fehlen mariner Fossilien, das gelegentliche Vorkommen von Trockenrissen, Pflanzenresten, Estherien und Chiro-

therienfährten⁶⁾, sowie das häufige unvermittelte Auftreten von faustgroßen Geröllen innerhalb der Sandsteine, und nicht zuletzt die geringe horizontale Faziesdifferenzierung der Ablagerungen zeigen, daß der Buntsandstein Keltiberiens von Flüssen sedimentiert ist, die nach Regenperioden den Schutt der rot verwitternden Hochgebiete in die Senken verfrachteten.

Es fragt sich nun, ob die Gebiete großer Mächtigkeit die allmähliche Auffüllung präexistierender Hohlformen darstellen oder ob epirogene Krustenbewegungen zur Zeit der Sedimentation des Buntsandsteins anzunehmen sind.

Für die Auffüllung fertiger Depressionen sprechen Fälle gelegentlicher Anlagerung⁷⁾ sowie die Abnahme der Korngröße von unten nach oben, die ja einer Verminderung der Reliefenergie gut entsprechen könnte. Aber die Anlagerung ist doch nur recht geringfügig und ebenso erfolgt die Abnahme der Korngröße keineswegs stetig. Vielmehr stellen sich auch in den höheren Schichten häufig Geröllbänke ein. Wollte man trotzdem bei der Deutung einer Relieftzuschüttung bleiben, so müßte man Klimaschwankungen zu Hilfe nehmen. Vielleicht ist dies lokal erlaubt; aber das gewaltige Anwachsen der Mächtigkeit in einzelnen Gebieten und die weite Verbreitung grobklastischer Schichten auch in den höheren Teilen der Serie drängen doch zu dem Schluß, daß der Boden während der Sedimentation ständig sank, und zwar zeitlich und örtlich mit wechselnder Intensität.

Die Faziesverhältnisse nördlich und südlich der Ateca-Schwelle (s. S. 8) erlauben auch einen Schluß auf das Alter der benachbarten Becken: offenbar ist das Becken von Molina wenigstens als Sedimentsammelmulde älter als die nördliche Moncayo-Senke. Daß das ausgedehnteste Stephanvorkommen Keltiberiens gerade bei Molina [E 5] im Gebiete der größten Buntsandsteinmächtigkeit liegt, spricht dafür, daß die Beckensenkung schon im jüngsten Karbon begonnen haben kann.

Im oberen Buntsandsteinkonglomerat von Molina ist eine beschleunigte Senkung gegenüber der Kastilischen Masse und der

6) Außer den in der Literatur bereits erwähnten Fahrten befindet sich eine sehr schöne unmittelbar westlich der Landstraße Molina—Tierzo [E 5] bei km 10,7. — Besonders reich an Muschelkrebsen und Pflanzenresten sind kohlige Schieferlinsen an der Straße Cañete—Aliaguilla südlich von Landete [H 6], sowie westlich von Bezas bei Albarracin [F 6].

7) So bei El Pobo [E 6], wo die Basalkonglomerate des Buntsandsteins Dellen in den silurischen Schiefeln zwischen den Quarztrippen erfüllen, und bei Peracense [F 6] (Eisenbahneinschnitt), wo der Buntsandstein an Grauwacken anlagert.

Ateca-Schwelle ausgedrückt. Letztere steigt jetzt auch gegenüber dem nördlichen Moncayogebiet; denn dorthin schüttet sie nunmehr ebenfalls ihren Detritus. Aus dem ständigen Anwachsen der Mächtigkeit von der Ateca-Schwelle nach Norden darf man wohl schließen, daß das Moncayo-Becken eine Erweiterung des pyrenäischen Sedimentationsbereiches nach Süden darstellt.

Der Keltiberische Trog läßt also in der Unteren Trias eine deutliche Gliederung in NW-SE streichende Spezialschwellen und Spezialbecken erkennen. Die Einsenkung der Becken vollzieht sich z. T. in mehreren ruckartigen Bewegungen, ähnlich wie es v. BUBNOFF aus dem Oberen Karbon der Innersudetischen Mulde beschrieb.

b) Der Keltiberische Trog in der Mittleren Trias.

1. Der kastilische Uferrand.

In der Mittleren Trias bleibt der Außenrand des Sedimentationsbereiches annähernd der gleiche wie in der Buntsandsteinzeit, wenn auch das Meer an manchen Stellen die sinkenden Randgebiete der Kastilischen Masse überflutete.

In der westlichen Demanda fehlt der Muschelkalk. Sein westlichstes Vorkommen liegt bei Viniegra de Arriba [A 3], wo er nur 8 m mächtig ist. Bei Moncalvillo südlich Salas [B 1] ist in einer Sandsteinfolge, welche mit 150 m Mächtigkeit die gesamte Trias vertritt, keine Andeutung von Muschelkalk zu finden. Hier ist somit die Küste gegenüber dem Außenrand der Buntsandsteinverbreitung nach NE, also beckenwärts, gerückt.

Am Ostrand der Guadarrama springt die Küste ebenfalls trogwärts bis Atienza [D 2] vor (SCHROEDER S. 157). Bei Beteta [F 5] weicht sie dafür ein wenig gegen Westen zurück, so daß der Muschelkalk auf das Grundgebirge übergreift. Eine Randfazies ist

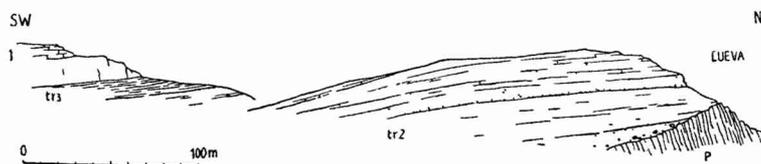


Abb. 6. Das Anlager des Muschelkalkes an paläozoische Quarzite bei Cueva del Hierro östlich Beteta [F 5].

P Paläozoikum, tr₂ Muschelkalk, tr₃ Keuper, j Rät + Jura.

(1079)

hier nur auf eine schmale Zone beschränkt, in welcher der Kalkgehalt gegenüber den klastischen Bestandteilen zurücktritt⁸⁾.

Infolge dieser Schuttanhäufung ist die Mächtigkeit des Muschelkalkes trotz der Randnähe noch nicht vermindert, wie folgende Gegenüberstellung erkennen läßt:

Randnahe Fazies (Cueva del Hierro [F 5])		Randferne Fazies (Villora [H 6])	
Hangendes: Keupermergel		Hangendes: Keupermergel	
Tonig-kieselige Mergel mit zahlreichen Wurmspuren ⁹⁾	40 m	Dolomitische Kalke und Mergel	15 m
Brauner Kalksandstein	12 m	Graue Tone u. Mergel m. Lingula	6 m
Tonige Quarzitbrekzie	20 m	Wulstige Kalke m. Dolomithäfen	40 m
Brauner Kalksandstein m. Quarzitzeröllen	5 m	Massige dolomitische Kalke mit Trochiten	20 m
Liegendes: Paläozoische Quarzite.		Liegendes: Buntsandstein.	

Erst am Strande selbst sinkt die Mächtigkeit beträchtlich. Bei Beteta ist diese Zone nicht aufgeschlossen, wohl aber am Ostende der Guadarrama, wo SCHROEDER als Äquivalente des Muschelkalkes Kalksandsteine von nur wenigen Metern Mächtigkeit aufgefunden hat (s. Abb. 8).

2. Die Sedimente des Beckens.

Petrographische Gliederung.

Die untere Grenze des Muschelkalkes ist in den Randgebieten, in denen er auf grobklastischen Buntsandstein oder gar auf Paläozoikum übergreift, leicht zu finden. Aber in den Becken, in denen Röt erhalten ist und eine kalkige Fazies schon in der Unteren Trias einsetzt, gibt es Fälle¹⁰⁾, wo typischer Muschelkalk mit nicht minder typischem Buntsandstein wechsellagert. Da Fossilien nicht gefunden sind, bleibt es offen, wo hier die Grenze in der ca. 20 m mächtigen, fraglichen Schichtenfolge zu ziehen ist (s. auch Abb. 7).

In den Iberischen Ketten ist die Entwicklung recht gleichförmig¹¹⁾. Eine Schichtenfolge, wie sie für das gesamte Gebiet

8) So bestehen bei Beteta [F 5] die tieferen Teile des Muschelkalkes fast ausschließlich aus dem Detritus der paläozoischen Quarzitklippe, an die sie angelagert sind, wie der Aufschluß im Bachriß östlich von Cueva del Hierro zeigt.

9) Diese sind nicht zu unterscheiden von den grauen, kieseligen Mergeln, die bei Sigüenza über dem Buntsandstein auftreten und von allen Bearbeitern in den Muschelkalk gestellt werden. Auch bei Huérama b. Tragacete [G 5] vertreten noch kieselige Gesteine, die hier im Hangenden der Unteren Trias auftreten, den Muschelkalk.

10) z. B. 6 km nordwestlich von El Pobo [E 6] im Becken von Molina.

11) Die WURM'sche Dreigliederung des Muschelkalkes von Morés (Jalón) ist schon von LOTZE (1929 S. 123) als tektonische Wiederholung gedeutet worden.

typisch ist, zeigt das Profil durch den steilstehenden Muschelkalk von Nuévalos:

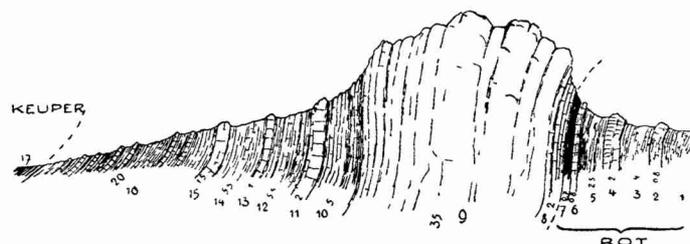


Abb. 7. Profil durch den Muschelkalk von Nuévalos südlich Albama de Aragón [D 5] als Beispiel für die petrographische Gliederung der Mittleren Trias in Keltiberien.

Die horizontal stehenden Zahlen geben die Mächtigkeit der betr. Schichten in Metern an.

R ö t	}	1 Grüne und blaue, sandige Mergel
		2 bräunliche Dolomitbank
		3 grüne und rote sehr sandige und glimmerhaltige Letten
		4 weiße Sandsteinbank, nach oben plattig werdend u. übergehend in
		5 grünlichblaue und violette Mergel
		6 dünnplattige, feste Kalkbank
		7 graue bis gelblichgrüne Mergel
Muschel- kalk	}	8 feste, dünngebankte Kalke. Nach oben Übergang in
		9 erst klotzige, ungebankte, dann dickgebankte, dolomitische Kalke
		10 dünnplattige Mergelkalke ¹²⁾
		11 feste, klotzige Kalkbank
		12 dünnplattige Mergelkalke
		13 feste, dolomitische Kalkbank
		14 dünnplattige Mergelkalke
		15 feste Kalkbank
		16 Mergelkalke, typische Wellenkalke, mit nach oben immer spärlicher werdenden Kalkbänkchen. Unscharf ist die Grenze zu
		Keuper

Nördlich von Montalbán [E 8] ist der Muschelkalk etwa 100 m mächtig. Nach Norden nimmt die Mächtigkeit allmählich ab¹³⁾. Südlich von Ágreda/Moncayo [B 5] erreicht sie noch etwa 20 m, in der östlichen Demanda sinkt sie auf 8 m (vgl. Abb. 8). Ein

12) Hierin bei Torrijo [C 5] *Nautilus*!

13) Das sporadische Fehlen und Wiederauftreten des Muschelkalkes, wie es von PALACIOS (1892) und WURM (1911) dargestellt wurde, ist von G. RICHTER (1930, 1931 a) als tektonische Unterdrückung unter Abscherungsdecken gedeutet.

Fazieswechsel ist mit der Annäherung an die Westküste hier nicht verbunden.

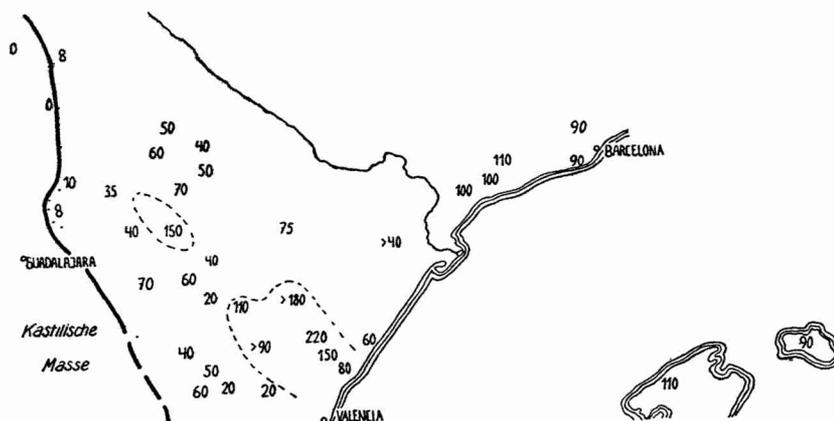


Abb. 8. Der Muschelkalk Keltiberiens.

Die Zahlen geben die Mächtigkeit, die Punkte die Verbreitung klastischer Fazies an.

Auch auf den Balearen und in den Katalonischen Küstenketten bleiben Mächtigkeit und Fazies des Muschelkalkes recht gleichförmig. Es handelt sich hier um ca. 100 m mächtige Kalke, die an der Basis mehr oder minder massig bzw. dickbankig sind, dagegen in den höheren Teilen dünn-schichtig werden und mergelige Zwischenlagen enthalten. Zuweilen stellen sich im Hangenden nochmals festere Bänke ein.

Eine Gliederung in Basalkalke und hangende dünn-schichtige Partien läßt sich aber nicht immer durchführen, besonders nicht in der Provinz Castellón. Die Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper, die sonst so scharf ist, kann hier oft nur willkürlich gezogen werden. Denn über den tiefschwarzen, splittrigen Plattenkalken der Mittleren Trias (80 m) liegen bei Lucena [G 9] und Villahermosa [G 9] Tone (40 m), die man andernorts als Keuper deuten würde, obwohl bunte Farben fehlen. Darüber folgen nochmals feste Kalke (30 m), die dem Muschelkalk ähneln, aber offenbar keine tektonische Wiederholung darstellen. Erst im Hangenden treten echte bunte, gipsführende Keupertone auf.

Faunistisch-stratigraphische Gliederung.

M. SCHMIDT hat sich neuerdings eingehend mit der stratigraphischen Gliederung des spanischen Muschelkalkes befaßt. Er stellt (1082)

die Basalkalke von Olesa (bei Barcelona) ins Anis. Denn es liegen im Hangenden der Basalkalke die Schichten mit den bekannten Ceratiten noch ca. 6 m unter dem Niveau der *Mentzelia mentzeli*, die in Oberschlesien auf das Anis beschränkt ist, und außerdem stehen die Ceratiten von Olesa, wie schon MOJSSISOVICs betont hat, dem *Ceratites antecedens* (ebenfalls einer Form des oberschlesischen Unteren Muschelkalkes) sehr nahe.

In den dünn-schichtigen höheren Partien des keltiberischen Muschelkalkes findet sich vielerorts eine Muschelfauna, die nach M. SCHMIDT dem mittleren Ladin entspricht. Er bezeichnet sie als die Fauna von Teruel. Allerdings ist ihre Lage gerade im klassischen Profil von Royuela [F 6] noch nicht völlig geklärt.

Die höchsten Schichten des Muschelkalkes des Keltiberischen und Betischen Troges dürften dem Oberen Ladin angehören.

3. Beziehungen zwischen dem keltiberischen, katalonischen und betisch-balearischen Sedimentationsbereich.

Ein Vergleich der mitteltriadischen Ablagerungen und Faunenbestandteile in Katalonien und den Balearen ergibt, daß der Muschelkalk beiderorts gleich entwickelt ist (vgl. Abb. 8). Nichts deutet auf eine Schwelle zwischen Katalonien und den Balearen zu jener Zeit. Dagegen lassen sich Unterschiede zwischen der Entwicklung in Katalonien und Keltiberien feststellen, insofern Fazies und Mächtigkeit in manchen Teilen des südlichen Keltiberikums erheblich schwanken. Hier waren offenbar die Sedimentationsbedingungen nicht so gleichförmig wie in Katalonien und den Balearen.

Wenig besagt indessen, daß Ceratiten in Keltiberien bislang nicht gefunden sind; ist doch der Muschelkalk hier nicht annähernd so gründlich durchforscht wie in Katalonien und auf den Balearen. Schon das Auftreten von Nautiliden (Torrijo [C 5]) und Crinoiden zeigt, daß das offene Meer tief in den Keltiberischen Trog eingedrungen war. Zudem fanden wir in schwarzen plattigen Kalken bei Alcalá de la Selva [F 8] zahlreiche Daonellen, die ja die Ammoniten zu begleiten pflegen. Durch BATALLER's Daonellenfunde bei Prat de Compte, Alfara und im Paulssattel (s. FALLLOT-BATALLER S. 7) ist dieses Vorkommen mit den katalonischen verknüpft.

Mitteltriadische Sedimentation und Tektonik.

Seit der Unteren Trias hat sich die Tendenz der Großtektonik nicht wesentlich geändert; denn die Grenzen der Sedimentationsräume bleiben sich nahezu gleich. Aber die Mächtigkeit

keits- und Faziesschwankungen sind im Muschelkalk doch weit geringer als im Buntsandstein. Immerhin zeigt die große Mächtigkeit des Muschelkalkes im Becken von Molina [E 5], die nach TRICALINOS 150 m beträgt, daß hier die Senkungstendenz noch anhielt. Das gleiche gilt für das Becken von Sagunt [H 9], wo der Muschelkalk bei Montán [G 9] 220 m erreicht. Auch bei Onda [G 9] ist er noch 150 m mächtig. Erst auf der Schwelle von Castellón (Villafamés [G 10]) sinkt seine Mächtigkeit auf 60 m herab. Deutliche Hinweise auf den Fortbestand der älteren Schwellen fehlen jedoch im allgemeinen. Die unvermittelten Mächtigkeitsschwankungen hängen offenbar nicht nur mit Bodenbewegungen zusammen, sondern sind häufig auch die Folge atektonischer Sedimentationsbedingungen wie Temperatur, Salzgehalt, Strömung, Fauna etc.

c) Der Keltiberische Trog in der Oberen Trias.

1. Der kastilische Beckenrand.

Wie der Keuper in anderen Gebieten germanischer Fazies übergreifend auftritt, so erweitert sich auch in Keltiberien der Sedimentationsbereich in der Oberen Trias. Die östlichen Teile der Kastilischen Masse, die bislang zum Denudationsgebiete gehörten, werden jetzt dem Sedimentationsraume angegliedert (siehe Taf. 2, Fig. 2).

In der Guadarrama greift der Keuper nach SCHROEDER 50 km weiter gegen Westen vor als der Muschelkalk. Diesem Vorrücken bis auf das Grundgebirge entspricht eine grobklastische Fazies, die SCHROEDER 20 km beckenwärts verfolgte.

Der obertriadischen Randfazies gehört wohl auch der höhere Teil der erwähnten roten Sandsteinfohle von Moncalvillo südlich Salas [B 1] an. Ebenso ist im südwestlichen Tajobecken der Keuper bei Alcázar und Manzanares, wo er noch über 100 m mächtig wird,

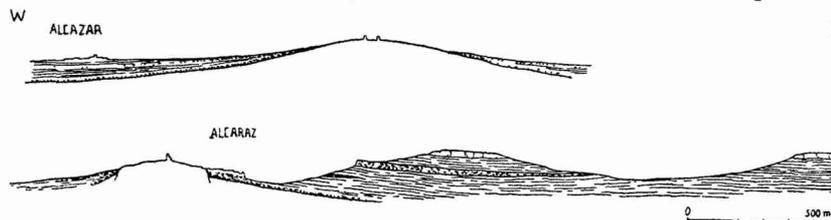


Abb. 9. Die klastische Randfazies des Keupers am südlichen Ostrand der Kastilischen Masse.

Weiß: Grundgebirge.

(1084)

reich an sandigen Einschaltungen, — ein Zeichen, daß das sedimentliefernde Ufer nahe war. Das An- und Auflager dieser klastischen Randfazies auf dem Grundgebirge ist 2 km südöstlich von Alcázar schön erschlossen.

Das Paläozoikum besteht hier aus dichten, blaulichen Quarziten, die stark zerklüftet sind und anscheinend N—S streichen. Sie durften schon zur Zeit der Ablagerung des Keupers als ca. 70 m hohe Klippe ihre Umgebung überragt haben, da trotz der fast ungestörten Lagerung die Schrägschichtung der roten, tonigen Keupersandsteine stets mit etwa 20° vom Paläozoikum wegfällt und die sandigen Lagen mit der Entfernung vom Quarzit im selben Maß an Mächtigkeit verlieren wie die tonigen zunehmen. Auch keilen die in der Nachbarschaft des Quarzites häufigen Schuttlagen bald aus.

Noch klarer erschlossen ist das Eingreifen des Keupers in eine stark zerschnittene Landschaft bei Alcaráz. Hier hat die heutige Abtragung die festen Quarzite und damit das — vom Keuper begrabene — Relief wieder herauspräpariert. Die Aufschlüsse zeigen, wie die horizontalen Schichtbänke des Keupers an steilen Quarzitefelsen abstoßen, deren Detritus sich mit den roten, feinsandigen Tonen verzahnt. Dieser „Gehangeschutt“ keilt so schnell aus, daß sich schon in einer Entfernung von 20 m die Tone zusammenschließen und nur vereinzelte Bänke von schrägschichteten Sandsteinen noch Ufernähe andeuten. Die Schuttung selbst muß verhältnismaßig schnell erfolgt sein; denn sonst hätten kaum 80 m hohe und recht steile Klippen von den roten Tonen begraben werden können.

2. Die Beckenfazies.

Im Becken der Keuperzeit fehlen grobklastische Sedimente. Bunte Tone und gipsführende Mergel herrschen durchaus vor. In den Iberischen Ketten besteht der untere Teil der Serie aus graugrünen Mergeln mit Kalkbänkchen und typischen Steinmergellagen. Hierin fand WURM bei Monterde (15 km südöstlich von Alhama de Aragón [D 5]) eine kümmerliche Fauna — *Myacites*, *Lingula*, *Pleuromya* und *Acrodus* — sowie Reste von Equiseten. In ähnlichen Schichten wies TRICALINOS bei Molina de Aragón [E 5] *Gervillia* sp., *Anoplophora* sp. und *Corbula keuperina* QUENST. nach.

Erst die hangende Partie ist lebhaft dunkelrot gefärbt und enthält mehr Ton als Kalk. In den Iberischen Ketten birgt sie mächtige Gipse. Auch wo die salinaren Sedimente an der Oberfläche ausgelaugt sind, weisen auf ihre weite unterirdische Verbreitung Zellenkalke, Erdfälle, Salinen und Salzseen hin. Besonders mächtig scheinen die Salzlager im südlichen Keltiberien zu sein, wie die Verbreitung der Salinen andeutet.

Die Mächtigkeit des Keupers ist meist schwer zu bestimmen, da die mobilen Tone und Mergel schon bei geringer tektonischer Beanspruchung in den Faltenumbiegungen angereichert und in den Schenkeln ausgequetscht werden (s. S. 85 ff.). Sie mag im allgemeinen

zwischen 150—200 m liegen. Stellenweise ist sie aber geringer; so beträgt sie zwischen Molina und Cañete [G 6] nur ca. 60 m, und bei Checa und Beteta (Cueva de Hierro) [F 5] sinkt sie sogar auf 45 m. Hier besteht der Keuper fast ausschließlich aus roten Tonen und Zellenkalken.

3. Zur Frage der Katalonischen Masse der Keuperzeit.

Der Nachweis einer klastischen Randfazies im Keuper Kataloniens wäre natürlich von besonderem Interesse, aber die in der Literatur vorhandenen Angaben, daß grobe, rote Sandsteine im Keuper von Barcelona vorkämen, beruhen auf Irrtümern.

So gehören die roten Sandsteine von Begas, Vallirana und Olesa Stat. in Wirklichkeit nicht der Oberen, sondern der Unteren Trias an; Repetitionsverwerfungen lassen immer wieder die gleiche Schichtfolge wiederkehren: Buntsandstein, Muschelkalk¹⁵⁾ und Keuper. M. SCHMIDT hat den wahren Sachverhalt geschildert. — Schwerer sind auf den ersten Blick die Verhältnisse bei Badalona zu deuten. Dort ruhen über gipsführenden Tonen, die auf Bl. Barcelona als Keuper angesprochen werden, rote Sandsteine. Da aber die ganze Serie im Hangenden eines Konglomerates liegt, das einwandfrei tertiären Alters ist, so können auch die gipsführenden Schichten und Sandsteine nur dem Tertiär angehören.

Der wirkliche Keuper ist selten aufgeschlossen. So liegen bei Olesa Stat. über dem Muschelkalk zellige dolomitische Kalke in einer Mächtigkeit von etwa 40 m. Sie beobachtet man auch bei Vallirana an der Straße oberhalb des Kalkbruches. Andererseits erscheinen dort unter den Carñiolas bei der Fuente Alsina bunte Tone in einer Mächtigkeit über 20 m.

Der gesamte Keuper dürfte bei Barcelona nicht mehr als 90 m erreichen. Auch sonst ist seine Mächtigkeit in Katalonien gegenüber der in Keltiberien (Valencia, Molina) gering. Wichtig ist ferner, daß ihm Ophite fehlen, die erst südlich des Ebro sowie in Mallorca auftreten. So darf man vielleicht annehmen, daß der Katalonische Keuper im Randgebiete einer Schwelle abgelagert ist. Auf die Nachbarschaft einer „Aragonischen Masse“ deutet vielleicht auch die ausgeprägte Rotfärbung bei Ejulve [E 9] und Oliete [D 8] hin.

4. Die Ophite.

In den Gipsmergeln der Oberen Trias finden sich häufig basische Eruptiva, die in der französischen und spanischen Literatur als „Ophite“ bezeichnet werden. Sie enthalten in frischem

14) Außerhalb unserer Karte Tafel 1.

15) Der Muschelkalk wurde von ALMERA und TORNUST als „Keuperkalk“ aufgefaßt. Doch entspricht die Fauna, wie M. SCHMIDT gezeigt hat, durchaus der des Muschelkalks.

Zustand neben Augit und zahlreichem idiomorphem Olivin einen sauren Andesin, dessen grobe Leisten die „ophitische“ Textur des Gesteins bedingen. Meist sind diese Olivin-Diabase zu Grünsteinen zersetzt (G. RICHTER 1930 S. 60). — Grobkristalline Eruptiva beobachteten wir nicht.

Die Ophite sind in Keltiberien auf die Obere Trias beschränkt. Da sie aber in den Pyrenäen und Betischen Ketten auch in Kreide bzw. Jura auftreten, so wurden sie in Keltiberien bis vor kurzem als Intrusiva gedeutet, welche sich unter der festen Decke der Jurakalke gestaut hätten. Jedoch läßt sich mancherorts in Keltiberien zeigen, daß es sich hier um obertriadische Deckenergüsse handelt. Denn nirgends ist Kontaktmetamorphose im Hangenden der Ophite festgestellt, während die Keupermergel im Liegenden meist bis etwa 20 cm tief gefrittet sind¹⁶⁾, ferner fanden sich Blockströme (z. B. bei Calcena [C 6]), Mandelsteine und in den Iberischen Ketten auch Tuffe (Abb. 10).

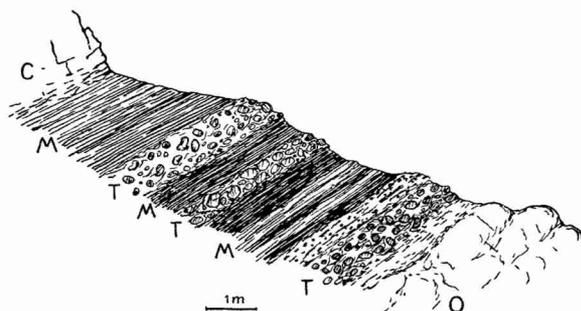


Abb. 10. Wechsellagerung von Ophit-Tuffen (T) mit Keupermergeln (M) bei Calcena/Moncayo [C 6].
O Ophit-Decke, C Carriolas.

Die flach linsenförmigen Decken erreichen eine maximale Mächtigkeit von etwa 20 m. Sie liegen im südlichen Keltiberikum bis in die Gegend von Teruel oft im tieferen Teil des Keupers¹⁷⁾, in den Iberischen Ketten dagegen meist unmittelbar unter den Rättdolomiten. — Förderschloten ließen sich im Liegenden des Keupers bislang nur ganz vereinzelt erkennen.

Bemerkenswert ist die regionale Verteilung der Ophite

16) Bei Cuevas de Ágreda [B 5] konnte die Umwandlung noch ca. 1½ m unter einer 15 m mächtigen Ophitdecke wahrgenommen werden.

17) Wie vor allem die klaren Aufschlüsse bei Arcos de las Salinas [G 7] zeigen (vgl. Abb. 40, S. 87).

(s. Taf. 2, Fig. 2). Ihrem äußerst zahlreichen Auftreten in den Pyrenäen setzt die Sierra de la Demanda die Südgrenze. Soweit von Escaray [A 2] bis zum Jalón in der Nähe des Ebrobeckens (bei Ribaflecha [A 4], Arnedillo [A 4], im Moncayo-Gebiet [B 5] usw.) Keuper bekannt ist, sind Ophite darin sehr häufig. Gegen SW überschreiten sie nicht das große Wealdengebiet der Cebollera [B 3] und das Miozänbecken von Calatayud; sie fehlen auch in den Hesperischen Ketten [H 6] und treten erst südöstlich von Teruel (bei Villed [G 7], Villora und Aliaguilla [H 7]) wieder in größerer Zahl auf. Sie häufen sich bei Arcos de las Salinas [G 7], Manzanares [G 8] und Segorbe [H 9]. Im Valencianischen und bei Castellón [G 10] sind sie selten oder fehlen ganz.

Die obertriadische Epirogenese und die Verbreitung der Grünen Gesteine.

Die gleichförmige Fazies und die unbedeutenden Mächtigkeitsschwankungen der Sedimente schließen stärkere Spezialundationen in der Oberen Trias aus. Nur lokal deuten reduzierte Mächtigkeiten und das Zurücktreten salinärer Ausscheidungen auf den Fortbestand älterer Schwellen, so bei Beteta [F 5] und Castellón [G 10]. Wohl aber geben die örtlich so zahlreichen „Grünen Gesteine“ Hinweise auf die tektonische Gliederung des Keltiberikums; sind sie doch offenbar an die großen — schon in der Unteren Trias hervortretenden — Becken von Sagunt und vom Moncayo gebunden¹⁸⁾, während sie die Schwellen von Ateca und Castellón meiden (vgl. Fig. 1 und 2 der Taf. 2).

Somit folgen die Ophite den Zonen besonders starker Senkung. Wie die betisch-baleaerische Geosynklinale und der Pyrenäentrog reich an Grünen Gesteinen sind, während diese der Kastilischen Masse und dem katalonischen Hochgebiet fehlen, so ergibt sich für die Spezial-Becken und -Schwellen Keltiberiens ein ähnliches Bild der Ophitverbreitung¹⁹⁾.

18) Eine Ausnahme bildet das Becken von Molina [E 5]. Trotz der großen Mächtigkeit der gesamten Trias fehlen hier Ophite. Dieser Befund wird erst später (S. 50) verständlich werden.

19) Daß die Grünen Gesteine an Geosynklinalen gebunden sind, ist ja seit langem bekannt. Nur in einzelnen Fällen läßt sich aber der Nachweis erbringen, daß die Eruptive innerhalb der Geosynklinalen wiederum auf die Spezial-Becken beschränkt sind. So schreibt HUMMEL (Geol. Rundschau 19, S. 226) von der südalpinen Geosynklinale: „Die Laven, Tuffe und Ophite wurden hauptsächlich in den Becken angehäuft, wo auch die Hauptausbruchspunkte lagen“. Das gleiche scheint sich aus den KEGEL'schen Faziesprofilen der Lahn- und Dillmulde im

d) Der Keltiberische Trog im Rät.

Über der im übrigen rein germanisch entwickelten Triasserie folgen als ein faziesfremdes Element massige bis dickgebankte Dolomite und Kalke, die sog. Carñiolas.

Die Grenze zum Keuper ist meist scharf, doch treten gelegentlich in den tiefsten Carñiolas noch Einschaltungen bunter Gipsmergel auf (s. WURM 1911 S. 88 und E. SCHROEDER 1930 S. 142)²⁰⁾.

Die Hangendgrenze der Carñiolas ist nicht genau festzulegen. Denn die grobgebankten Kalke, die auf die Zellendolomite der Basis folgen, gehen allmählich in gut geschichtete Kalke über, die nach ihrem Fossilgehalt schon dem tiefen Lias angehören.

Die eigentlichen Carñiolas haben noch keine bestimmbar Organismenreste geliefert. Die Fossilien, die aus dem Carñiolas der Keltiberischen Ketten angeführt werden, stammen aus den hangenden Schichten. Arieten sind sogar erst im höheren Teil der wohlgebankten Kalke gefunden worden. Die eigentlichen Carñiolas dürften also kaum in den Lias α hinreichen.

Da ähnlich entwickelte, z. T. zellige Kalke (zuweilen mit Gipsknollen) im Mediterrangebiet (Pyrenäen, Katalonien, Sardinien und Toskana) weit verbreitet sind und gelegentlich *Avicula contorta* enthalten, liegt es nahe, auch die Carñiolas Keltiberiens ins Rät zu stellen.

Die Mächtigkeit der Carñiolas bleibt auf kürzere Entfernungen hin ziemlich gleich, ist aber im großen erheblichen Schwankungen unterworfen: in der Provinz Valencia ist das Rät nach BRINKMANN (1931) 30—40 m mächtig, in den Provinzen Cuenca, Teruel und Castellón maßen wir 60—80 m, bei Montalbán [E 8] etwa 100 m, am Jalón 150 m. Ihre größte Mächtigkeit erreichen die Carñiolas wohl bei Sigüenza [D 3] und südlich der Sierra de la Demanda mit 175—200 m.

Die Carñiolas greifen anscheinend über das Sedimentationsgebiet des bunten Keupers hinaus, da sie auch in den Gebieten mit randnaher Keuperfazies noch rein kalkig bzw. dolomitisch entwickelt sind. Nur an einer Stelle ist Ufernähe angedeutet: bei

variszischen Gebirge zu ergeben (Abh. preuß. Geol. Landesanstalt N. F. 86, Berlin 1922).

20) Das Vorkommen von Ligniten an der Basis der Rät dolomite (analog den Verhältnissen in der Provence) wird von JOLY (1922) aus den nördlichen Iberischen Ketten (Torrelapaja [C 5], Ciria, Préjano [A 4] usw.) beschrieben. Es handelt sich jedoch stets um Kohlen der Unterkreide, die von Ratkalken überfahren sind (G. RICHTER, 1930).

Onrubia [B 1] fand SCHROEDER (1930 S. 142) einen wenige Meter dicken glimmerhaltigen Sandstein inmitten der Rätkalke.

Ganz untergetaucht war also das kastilische Hochgebiet auch im Rät nicht.

e) Der Keltiberische Trog im Jura.

Aus dem Rät geht der fast ausnahmslos kalkig entwickelte Jura ohne scharfe Grenze hervor. Nur sehr vereinzelt treten klastische Einschaltungen auf.

So erscheinen im tieferen Teil des Lias bei Ricla [C 6] einige lateritische Mergellagen zwischen Kalkbänken, die bis linsengroße Quarzkörner enthalten. — An der neuen Straße von Uña nach Huélamo [G 5] sind die oolithischen Kalke unter dem fossilreichen Oberen Lias schwach sandig, deutlich schräggeschichtet und von Wellenfurchen bedeckt. — In ähnlichen Horizonten finden sich im Eisenbahneinschnitt südwestlich von Chinchilla bei Albacete²¹⁾ in gelben, sandigen Mergeln, die reich an schlecht erhaltenen Mollusken, Crinoiden und Echiniden sind, bis faustgroße Quarzgerölle. Der Fund von *Trochus mamillaris* MOVR. und *Turbo lucilius* DUMORTIER stellt diese Ablagerungen in den Mittleren Lias. Sie sind damit die strandnahen Äquivalente von Kalksandsteinen (mit erbsengroßen Quarzkieseln), die BRINKMANN von Alcublas bis nordwestlich von Olocau verfolgte.

Für eine geringe Wassertiefe im Unteren und Mittleren Lias spricht auch die Fauna insofern, als Muscheln und Brachiopoden bei weitem überwiegen. Erst im Oberen Lias stellen sich häufiger Ammoniten ein. Diese Ablagerungen sind überall fossilreich²²⁾.

21) Außerhalb unserer Karte.

22) So fanden sich nach freundlicher Bestimmung von Herrn ASHAUER bei Beteta [F 5] in grünlich-grauen, tonigen Kalken und grauen Tonen von insgesamt 40 m Mächtigkeit: *Coeloceras anguinum* REINECKE, *Hildoceras serpentinum* REINECKE, *H. connectens* HAUG, *H. cornacaldense* TAUSCH, *H. levisoni* SIMPSON, *Bellemnites breviformis* VOLTZ, *Alectryonia* sp., *Plicatula spinosa* OM., *Gryphaea* cf. *calceola* ZIET., *Hinnites* sp., *Pecten* cf. *priscus* SCHLOTH., *Cytherea* sp., *Gresslya* sp., *Macrodon* sp., *Astarte* sp., *Isocyprina* sp., *Myoconcha* sp., *Mytilus* sp., *Gervillia* sp., *Unicardium* cf. *ellipticum* J. BÖHM, *Cardinia* cf. *crassiuscula* SOW., *Isocardia* sp., *Pholadomya* sp., *Turbo* sp., *Turritella* sp., *Rhynchonella variabilis* SCHLOTH., *Rh. cynocephala* RICHARD, *Rh. oolithica* DAV., *Rh.* cf. *concinna* SOW., *Terebratula subpunctata* DAV., *T. subovoides* ROEM., *Holactypus* sp., *Pentacrinus* sp.

Aber nicht nur in der Artenzahl, sondern auch in der Zahl der Individuen überwiegen Brachiopoden und Muscheln bei weitem. Cephalopoden finden sich nur vereinzelt.

Die Mächtigkeit des Oberen Lias beträgt bei Beteta und Uña etwa 40 m und wird auch in den östlichen Hesperischen Ketten nach DEREIMS nicht größer. Erst in den nördlichen Iberischen Ketten erreicht sie 50—70 m. Die Mächtigkeit des tieferen Jura einschließlich der Carñiolas steigt von etwa 100 m bei Beteta [F 5] und Uña [G 5] auf etwa 130 m bei Tragacete [F 5] und Ojos Negros [E 6].

Der Dogger ist fast überall geringmächtig. Das Bayeux ist als fester graublauer Kalk entwickelt, der in den mittleren Iberischen Ketten 15—20 m mächtig ist, während er im NW z. B. bei Salas de los Infantes [B 1] auf etwa 30 m anschwillt.

Das Bath ist wieder mergelig und mit den bituminösen oder eisenoolithischen Kelloway-Kalken zusammen kaum mächtiger als etwa 30 m. Nur ganz im Norden, bei Torrecilla [A 3], sind auch diese Horizonte durch grobgebankte, hellgraue Krinoidenkalke von 50—60 m Mächtigkeit vertreten. Bei diesen geringen Mächtigkeiten des Dogger ist anzunehmen, daß Sedimentationslücken — wenn auch geringen Umfangs — vorliegen, worauf TRICALINOS (1927) hinwies. Doch sind zu ihrer genauen Festlegung noch Fossilaufsammlungen nötig.

Der Untere Malm ist in ganz Keltiberien fossilreich. Bei Pozo Cañada (Albacete) gliedert er sich folgendermaßen:

- Hangendes: Rote Tone und weiße Sande des Wealden
- 20 m mürbe Kalke mit Ammoniten
- 25 m oolithische feste Kalke mit Muschelresten
- > 30 m graue dolomitische Kalke.

Hier und bei Los Hitos fanden sich: *Ochetoceras canaliculatum* BUCH, *O. semifalcatum* OPPEL, *O. hispidum* OPPEL, *O. marantianum* D'ORB., *Perisphinctes colubrinus* REIN., *Aspidoceras acanthicum* OPPEL.

Im Unteren Malm Keltiberiens sind die Stufen α , β und γ nachweisbar. Das obere Oxford ist überall gekennzeichnet durch zahlreiche Schwämme, mit denen die Schichtflächen förmlich gepflastert sind. Die Zusammensetzung der Fauna hat sich also seit dem Lias verschoben. Die Brachiopoden treten zurück. Mit der stärkeren Absenkung im Oberen Jura erscheinen auch Cephalopoden häufiger, und es mehren sich mediterrane Formen.

Oxford und Kimmeridge erreichen in den Iberischen Ketten bei Torrecilla [A 3] und Riela [C 6] kaum 50 m, während der tiefere Jura einschließlich des Rät 300—350 m mächtig wird. In den Hesperischen Ketten dagegen erreicht der Untere Malm eine Mächtigkeit von 70—75 m, denen rund 200—250 m Rät und tieferer Jura gegenüberstehen. Im Valencianischen schwellen schließlich nach

BRINKMANN die *Transversarius*-, *Bimammatum*- und untere *Acanthicus*-Schichten auf fast 300 m an, während Rät, Lias und Dogger zusammen kaum 100 m umfassen.

Trotz dieser Mächtigkeitsunterschiede ist der Untere Malm faziell überraschend gleichförmig entwickelt. Nirgends ist in Keltiberien ein Hinweis auf Landnähe zu finden, — auch dort nicht, wo in der Nähe Portland bzw. Wealden auf weit ältere Schichten übergreifen wie im nördlichen Teile der Iberischen Ketten, auf der Schwelle von Castellón und bei Chinchilla (Albacete).

In den nördlichen Iberischen Ketten transgrediert das Portland²³). Über den dunklen Mergeln des Kimmeridge liegt bei Ricla [C 6] und Torrecilla [A 3] eine Folge von feinen Quarzkonglomeraten, Sandsteinen, Kalksandsteinen, grauen Kalken und Serpuliten, die dem Portland angehören dürften. In den nordöstlichen Iberischen Ketten greifen diese Schichten auf verschiedene Jurastufen über. Die größte Schichtlücke wurde bei Arnedillo [A 4] festgestellt, wo unmittelbar über fossilführendem Lias 40—50 m mächtige Kalksandsteine mit nußgroßen Quarzkieseln, graue plattige Sandsteine und oolithische Kalke mit Quarzkörnern liegen. Darüber folgt das Basalkonglomerat des Wealden.

Hier macht sich also eine Schüttung von NE her bemerkbar. Sie deutet wohl auf ein Hochgebiet in Oberaragon hin, in dem anscheinend das Grundgebirge freilag.

Epirogenese in Rät und Jura.

Rät und Jura bedecken in Form mariner Kalke große Teile der Kastilischen Masse. Noch bei Mota (im südwestlichen Tajo-Becken) fanden wir mächtige reine Liaskalke.

Wie die Lücken in der Schichtfolge und die klastischen Einschaltungen zeigen, fehlt es aber nicht an Regressionsepochen, in denen die benachbarten Hochgebiete ihren Schutt in den Keltiberischen Trog hinein streuten.

Eine deutliche Gliederung in Becken- und Schwellengebiete läßt der Sedimentationsraum nicht erkennen. Immerhin weist die Mächtigkeitszunahme des tieferen Jura gegen Norden und das erhebliche Anschwellen des Oberen Jura gegen Süden

23) Ähnliche Sedimente vertreten auch im südlichen Keltiberikum das Portland. Jedoch lassen sie sich dort nicht vom höheren Wealden trennen und sind darum mit ihm zusammen behandelt worden.

darauf hin, daß der Norden und Süden gegenüber den mittleren Teilen Keltiberiens besonders stark absanken.

f) Der Keltiberische Trog im Wealden.

Als „Wealden“ bezeichnet man seit langem in Keltiberien eine Folge von vorwiegend festländischen und brackischen Sedimenten, die zwischen den marinen Kalken des Oberjura und des Barrême liegen. In den Provinzen Soria [B 4] und Logroño führen diese Schichten typische Süßwassermollusken (*Cyrena*, *Unio*, *Melania*, *Paludina*) sowie Reste von Schildkröten. — Bei Morella [F 10] fand ROYO Y GOMEZ neben Cyrenen zahlreiche Cerithien und Austern. Auch Wirbeltiere (Fische, Schildkröten, Krokodilier, Dinosaurier etc.) wies er dort und bei Mora de Rubielos [G 8] nach. Er machte von diesen beiden Fundpunkten u. a. bekannt: *Lepidotus* cf. *mantelli* AG., *Pachyhitrops rectensis* A. S. WOODWARD, *Tretosternum punctatum* OWEN und *Suchosaurus cultridens* OWEN.

Wegen des Fehlens leitender Fossilien ist es unmöglich, die Schichtserie stratigraphisch genau einzuordnen und zu gliedern. Jedenfalls umfaßt aber der Wealden im Süden auch das Portland; denn in der Provinz Valencia fand BRINKMANN in ihm *Trigonia truncata*, die für die Gigas-Schichten kennzeichnend ist. Andererseits reicht im Norden die brackische bzw. kontinentale Fazies vielleicht noch in Horizonte hinauf, die im Süden schon wieder marin entwickelt sind (s. S. 38).

Zwei große Wealdenbecken lassen sich in Keltiberien unterscheiden. Das eine liegt nordwestlich vom Moncayo [B 5], das andere in der östlichen Provinz Teruel und in Castellón (siehe Taf. 2, Fig. 3).

1. Das Moncayo-Becken.

Das Liegende des Wealden.

Im Moncayo-Becken greift der Wealden verschiedentlich auf ältere Horizonte über. Im Süden der Provinz Burgos ruht er bei Ontoria del Pinar [B 2] nach LARRAZET (1896, S. 78) auf Bath. Nördlich von Salas de los Infantes [B 1] ist die Jurafolge schon etwas vollständiger. Bei Torrecilla und Anguiano [A 3] (im Norden des großen Wealdengebietes der Cebollera) stellen sich bereits Kimmeridge und fragliches Portland ein. Während bei Soria [B 4] der Malm fehlt, wies JOLY (1926 S. 547) bei Ciria [C 5] wieder Oberen Jura nach. Erst bei Ricla/Jalón [C 6] ist die gesamte Juraserie bis zum Portland einschließlich erhalten.

Auch im nordöstlichen Teil der Iberischen Ketten greift der Wealden auf ältere Schichten über, so bei Muro de Aguas [A 4], Ágreda [B 5] u. a. O. auf Dogger und bei Fitero [A 5] sogar auf Rät. Vielerorts ist in diesem Gebiet jedoch noch Portland vorhanden, das z. B. bei Arnedillo [A 4] unweit von Fitero auf Lias transgrediert. Wenn also auch an manchen Stellen die Schichtlücke unter dem Wealden recht bedeutend erscheint, so muß doch von Fall zu Fall geprüft werden, ob das Übergreifen nicht z. T. auf vorportlandische Bewegungen zurückzuführen ist. Diese scheinen uns bedeutender zu sein als diejenigen vor dem Wealden.

Die Tatsache, daß das Portland in der Nähe des heutigen Ebrobecken-Randes meist noch erhalten ist, während es im Westen zwischen Burgos und Ciria [A 1—C 5] überall fehlt, spricht für eine Heraushebung des südwestlichen Gebietes unmittelbar vor der Wealden-Sedimentation.

Der Westrand des Beckens.

Im nordwestlichen Teil der Iberischen Ketten kann der Beckenrand des Wealden genauer festgelegt werden.

Bei Salas de los Infantes [B 1] setzt sich der Wealden größtenteils aus roten Sandsteinen zusammen, deren Mächtigkeit 500 m übersteigt. Gegen SW werden nun die Sandsteine gröber, immer häufiger schalten sich Konglomerate ein, immer größer werden die Gerölle. Die Schrägschichtung der Sandsteine fällt im ganzen Gebiet zwischen Moncalvillo und Huerta del Rey [B 1] nach NE. Die Schüttung kann also nur von SW erfolgt sein. Dementsprechend sinkt auch die Mächtigkeit des Wealden bei Tejada [B 1] im äußersten Westen auf knapp 100 m herab. Die Ablagerungen bestehen hier nur noch aus Konglomeraten, zusammengesetzt aus kopfgroßen Geröllen von paläozoischen Quarziten. Aus der Guadarrama und ihren Randgebieten ist kein Wealden bekannt.

Es liegt also nahe, die Sedimentzufuhr aus einem südwestlichen Hochgebiet anzunehmen, dessen Saum wenige Kilometer südlich des heutigen Duerobecken-Nordrandes zu suchen ist. Eine geringe Abnahme der Geröllgröße von Tejada [B 1] nach SE hängt wohl mit einem Abschnen des Ufers gegen Süden zusammen.

Das Gebiet von Soria [B 4] scheint — nach der Fazies zu urteilen — etwa ebensoweit vom Beckenrand entfernt zu sein wie die Gegend von Salas [B 1]. Der Verlauf des Beckenrandes gegen SE ist unsicher, da in den nördlichen Hesperischen Ketten und in

den westlichen Iberischen Ketten kein Wealden bekannt ist. Das kann zwar die Folge späterer Abtragung sein. Aber das Auftreten einer 40 m mächtigen Serie von braunen Konglomeraten, bunten Sandsteinen und Mergeln bei Ricla/Jalón [C 6] und von groben, rotverbackenen Kalkkonglomeraten südlich Morata del Jalón macht doch die Nähe einer sedimentliefernden Schwelle wahrscheinlich.

Als Westgrenze des Moncayo-Beckens ergibt sich somit etwa die Linie Lerma—Almazán—Calatayud [B 1—C 3—D 6]. Die schon in dem verschiedenen Unterlager des Wealden im Becken selbst erkennbare Aufwölbung des südwestlichen Gebietes (s. o.) erscheint uns jetzt als eine starke Heraushebung der Kastilischen Masse. Ihr Rand wurde am Ende der Jurazeit weit gegen NE verlagert.

Die Sedimente des Beckens.

Die Sedimente schwellen im Becken rasch auf über 1000 m an. Dabei ändert sich ihre Fazies.

Wie oben erwähnt, gehen die groben Konglomerate des Uferlandes bei Tejada [B 1] gegen NE in konglomeratische Sandsteine über. Beckenwärts folgen dann die roten Sandsteine von Salas [B 1], die mit bunten Schiefertönen wechsellagern. Diese Sedimente sind reich an Pflanzenhäcksel. Östlich von Soria (bei Carbonera [B 4]) ist es sogar zur Bildung von kleinen Kohlenflözen gekommen. In der z. T. noch konglomeratischen Sandsteinserie finden sich nördlich von Huerta del Rey [B 1] und bei Hinojosa (16 km nordwestlich von Soria) ca. 50 m mächtige weiße, z. T. oolithische Kalke und Kalkmergel. Im Streichen halten diese Kalklinsen nur wenige Kilometer aus. Offenbar wurde der Kalk schon in der Nähe der Küste jeweils zwischen den Deltakegeln ausgefällt, wenn die karbonatbeladenen Flüsse höheren Salzgehalt im Brackwasserbecken antrafen.

Bei weiterer Entfernung vom Beckenrand kommen wir aus Sandsteinen und Quarziten über Letten und Tonschiefer schließlich in weiße und blauschwarze Kalke und verschiedenfarbige Mergel.

Bei einer Querung des Beckens von Soria nach Arnedillo [B 4—A 4] ist dieser Fazieswechsel gut zu verfolgen. Die verschiedenen Sedimente vertreten sich nicht nur seitlich, — noch bunter erscheint die Schichtfolge in der Vertikalen. In der Karte (Abb. 11) konnte also nur die vorherrschende Fazies angegeben werden.

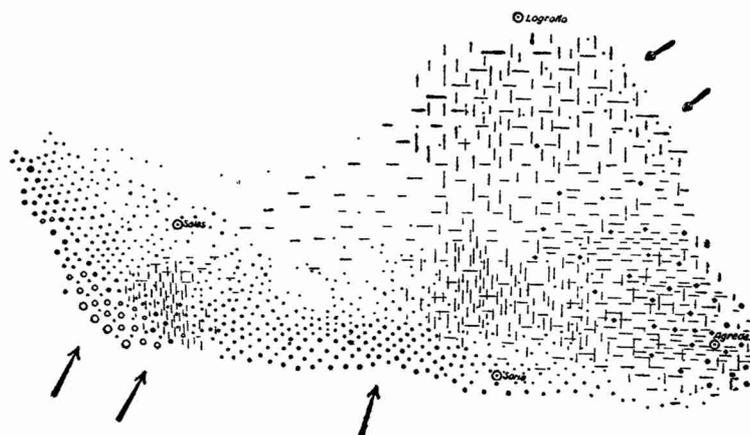


Abb. 11. Die Fazies des Wealden im Moncayo-Becken.

Kreise und große Punkte: grobe bzw. feine Konglomerate; kleine Punkte: Sandsteine; horizontale Striche: tonige, vertikale Striche: kalkige Fazies; schwarze Quadrate: Pyrit in größerer Menge. Pfeile in der Richtung der Sedimentzufuhr.

Einen auffälligen Gesteinstyp stellen die mehr oder weniger bituminösen Mergel und Mergelkalke dar, die große Pyritkristalle enthalten. Besonders reich an Schwefeleisen²⁴⁾ ist eine Zone, die von Moncayo in nordwestlicher Richtung auf Enciso [A 4] zstreicht. Vielleicht ist sie als das schlecht durchlüftete Beckentiefste zu deuten.

Im äußersten Norden unseres Gebietes schalten sich bei Torrecilla [A 3] und Ribaflecha [A 4] in die brackischen Sedimente Kalke ein, die anscheinend mariner Entstehung sind. Hier hat wohl das Wealdenbecken mit dem offenen Meer in Verbindung gestanden.

Die Andeutung eines nordöstlichen Ufers.

An der Basis des Wealden findet sich auch weit vom westlichen Beckenrand entfernt stets ein mindestens 5 m mächtiges Quarzkonglomerat. In der Gegend von Olvega-Ágreda [B 5] und auch im Norden bei Ribaflecha [A 4] ist es weniger als 10 m mächtig. Die Gerölle sind hier sehr klein. Bei Fitero [A 5] und Lagunilla, also im äußersten NE, werden die Quarzgerölle dagegen bis hühnereigroß. Zugleich wächst die Mächtigkeit des Konglomerates auf 30 m.

Damit macht sich eine Sedimentschüttung von NE geltend, und es liegt nahe, ein Denudationsgebiet im Nordosten anzunehmen.

²⁴⁾ Bei Grávalos [A 4] und Cervera gibt es Schwefelbäder.

Wie im Portland, so deutet sich also auch im Wealden eine „Aragonische Masse“ im Osten des Moncayo-Beckens an. Dieser Auffassung ist in der paläogeographischen Karte (Taf. 2, Fig. 3) Rechnung getragen.

2. Das Terulensische Becken.

Der Westrand des Beckens.

Auch an der Südostecke der Kastilischen Masse greift der Wealden auf ältere Schichten über. Bei Chinchilla (Albacete) ruhen seine ca. 20 m mächtigen roten und graugrünen Tone unmittelbar auf tiefem Jura (Lias?). An der Basis stellen sich 15 m mächtige Sande und Eisensteinkonglomerate ein, die tiefe Auskolkungen des Transgressionsreliefs erfüllen²⁵⁾. Beckenwärts schließt sich die Schichtlücke unter dem Wealden. Schon bei Pozo Cañada (Albacete) ist noch ammonitenreicher Kimmeridge erhalten (S. 25).

In den östlichen Hesperischen Ketten ruht der Wealden auf Unterem Malm. Bei Albaracín [F 6] und am Javalón [E 6] setzt er sich aus grauen (untergeordnet auch roten) sandig-glimmerigen Tonen zusammen, die unten mit Kalkbänken, oben mit groben Sandsteinen wechsellagern. Sie sind reich an dickschaligen Mollusken, Austern und Pflanzenresten — stellen also eine Strandbildung dar. Dafür spricht wohl auch die geringe Mächtigkeit (70 m bei Minglanilla und Talayuelas [H 7], 40 m bei Enguidanos [H 6]).

Die Sedimente des Beckens.

Nach Osten wächst die Mächtigkeit des Wealden an. Bei Puebla de Valverde [E 8] übersteigt sie 80 m, bei Alcalá de la Selva [F 8] erreicht sie 310 m, wie das Profil westlich der Ortschaft zeigt:

Hangendes: Urgon.

60 m graugrüne Mergel und Kalksandsteine

100 m grobe Sandsteine, oben mit grünen Tonen, unten mit roten sandigen Letten

40 m rote und graugrüne Tone mit Kalksandsteinen und Kalken

50 m Kalk, an der Basis sandig

60 m Kalksandstein mit roten und grünen Letten.

Liegendes: Jurakalke.

Bei Miravete [F 8] schwellen die Sedimente des Wealden auf 530 m an. Dort ist die Schichtenfolge Bank für Bank aufgeschlossen. Unter dem Urgon liegen:

²⁵⁾ Abbaue südwestlich der Eisenbahn.

- 25 m grüngraue Mergel mit zwei sandigen Kalkbänken
- 10 m rote und grüne Tone mit Sandsteinbank
- 150 m grüngraue mergelige Tone mit Kalksandsteinen
- 250 m grobe konglomeratische Sande und rote sandige Letten, untergeordnet grünliche Tone mit Kalksandsteinbänken und kohligen Lagen
- 60 m graue wulstige sandige Kalke und bituminöse Mergel (Cyrenenschichten HAHNE's)
- 6 m rote Mergel voller Gipskristalle²⁶⁾
- 30 m rote Mergel mit grauen wulstigen und eigelben Kalken.

Liegendes: Jurakalke.

Sehr ähnlich ist der Wealden zwischen Cedrillas und Allepuz [F 8].

In diesem Teil des Terulensischen Beckens wird der Wealden offenbar ausschließlich von brackisch-fluviatilen Sedimenten vertreten. Die rote Farbe der Sedimente deutet auf lateritische Einschwemmungen. Ihre Verbreitung ist einigermaßen genau zu umreißen (s. Taf. 2, Fig. 3). Besonders bei Villahermosa [G 9] ist die Umgrenzung der bunten Sedimente recht scharf. Denn südlich und östlich dieser Ortschaft ist der Wealden eintönig grau und reich an Muschelbänken, während nördlich von ihr gleichartige grobe Sandsteine mit lebhaft rotgefärbten Letten wechsellagern. An der Grenze beider Bereiche ist es zur Ausfällung von Eisen gekommen. So beobachtet man an der Straße 3 km südlich von Villahermosa über dem Keuper eisenreiche glaukonitische Kalksandsteine und stark eisenschüssige Kalkoolithe in einer Gesamtmächtigkeit von ca. 20 m an der Basis des Wealden.

Der Kalkgehalt nimmt südwärts rasch zu, wie ein Vergleich der Fazies von Miravete [F 8] und Allepuz mit der von Navajas nördlich von Segorbe [H 9] zeigt; hier wechsellagern Kalke und Kalksandsteine, die reich an Austern, Seeigeln und Crinoiden sind, mit bunten Tönen und Sandsteinen voller Pflanzenhäcksel. Auch bei Jerica (12 km nördlich von Segorbe) fällt die petrographische Grenzziehung zwischen Jura und Wealden schwer.

In der Nachbarschaft von Segorbe schalten sich also in die brackischen und fluviatilen Ablagerungen des Nordens bereits marine Kalke ein, die den Übergang zu der in Valencia entwickelten, fast rein marinen Fazies vermitteln.

Die Sandschüttung dürfte vorwiegend von der Kastilischen Masse gekommen sein; denn die Sandsteine²⁷⁾ sind im Westteil

26) Die gipsführenden roten Mergel bei Miravete erinnern an die Fazies der Münders Mergel im Niederdeutschen Becken.

27) Unter den schräggeschichteten Sandsteinen sind nicht selten Erosionsdiskordanzen zu beobachten. Offenbar handelt es sich hier um Flußablagerungen.

des Beckens von Miravete beträchtlich mächtiger als im nordöstlichen und schließen zudem häufig faustgroße Quarzkiesel ein.

Der Nordrand des Beckens.

Der Nordrand des Beckens wird zum guten Teil von einer Schwelle gebildet, die nördlich von Montalbán [E 8] liegt. Bei Aliaga [E 8] im Becken von Miravete beträgt die Mächtigkeit des Wealden noch 180—300 m. 5 km südlich von Ejulve [E 9] sinkt sie auf 80 m, um dann im Becken von Castellote [E 9] wieder auf 200 m anzuschwellen. Schillkalke und rote und graue Tone und Mergel bauen mit untergeordneten Sandsteinbänken hier den Wealden auf. Zwischen Zorita und Aguaviva [E 9] sinkt die Mächtigkeit auf ca. 100 m. Hier überwiegen tonige Kalke und grüne und rote Letten; der Sandgehalt ist gering. Bei Morella [F 10] in der Fortsetzung des Beckens von Castellote erreicht der Wealden 220 m, ohne daß das Liegende aufgeschlossen wäre. Zugleich nehmen die klastischen Bestandteile wieder überhand, wie folgendes Profil zeigt:

Hangendes: Urgon.

40 m grüne Mergel und Sandsteine

80 m rote Sandsteine und Tone mit grünen Mergelmitteln

100 m graue Kalke und schräggeschichtete Kalksandsteine.

Der Ostrand der Wealdenverbreitung.

Bei Herbes [E 10] sinkt die Mächtigkeit des Wealden auf 120 m. Hier und westlich von Cantavieja [F 9] herrschen Cyrenenkalke und bunte Mergel vor, während rote Tone und Sandsteine nur untergeordnet erscheinen. Zwischen Cantavieja und Mirambel wächst die Mächtigkeit des Wealden auf 170 m. In grünliche Mergel sind hier zwei Sandsteinhorizonte eingeschaltet. Arm an grobklastischem Material ist auch der Wealden westlich von Iglesuela [F 9]. Unter Lumachellen, roten Letten und Sandsteinen treten hier 10 m mächtige Süßwasserkalke zutage. Das Liegende ist nicht aufgeschlossen.

In den Gebieten geringer Mächtigkeit tritt also der Sandgehalt auffallend zurück. Vielleicht entsprechen hier größere Schichtlücken den Sandsteinablagerungen des Beckeninnern.

Bei Vistabella [F 9] liegen über dem gipsreichen Keuper 500 m mächtige Kalke, die unten Jura-Ammoniten, oben Fossilien des Urgon einschließen. Klare Anzeichen einer Sedimentationsunterbrechung, wie etwa ein Transgressionsrelief oder Konglomerathorizonte, fehlen. Wohl haben FALLOT & BATALER einen schlecht

erhaltenen *Perisphinctes* gesammelt, der vielleicht einer Tithongruppe nahesteht, doch sehen auch sie diesen Fund nicht als Beweis für eine Fortdauer der marinen Entwicklung vom tieferen Malm bis in die Untere Kreide an.

Auf der benachbarten Schwelle von Castellón [G 10] greift nämlich das Urgon unmittelbar auf Jura bzw. Trias über. So liegt die Annahme nahe, daß auch bei Vistabella und Villafranca [F 9] der Wealden fehlt. Wie weit er hier jedoch denudiert ist bzw. primär auskeilt, muß dahingestellt bleiben.

3. Die Schwelle von Castellón.

Die Mächtigkeit des Wealden nimmt von Montanejos [B 9] nach Castellón allmählich ab (vgl. Abb. 12). Gleichzeitig ändert sich die Fazies und auch das Unterlager. In den Schluchten nördlich von Cortes [G 9] sind unter dem Urgon die Sedimente des Wealden fast vollständig aufgeschlossen. Weiße, schräggeschichtete Sandsteine mit nußgroßen Quarzkieseln und häufigen Treibholzresten wechsellagern mit grauen Tonen, die reich an Gipskristallen sind. Gelegentlich finden sich auch Lumachellen. Obwohl das Liegende nicht zutage tritt, übersteigt die Mächtigkeit hier 300 m.

Bei Montanejos [G 9] ist noch Unterer Malm erhalten, wenige Kilometer südöstlich greift der Wealden jedoch auf Obere Trias über, wie auch die Aufschlüsse bei Cirat [G 9] und an der Straße von Villahermosa nach Lucena [G 9] (4 km südlich von Villahermosa) zeigen. Die petrographische Zusammensetzung des Wealden ist bei Villahermosa fast die gleiche wie bei Cortes. Die Mächtigkeit ist jedoch auf 240 m gesunken.

Bei Lucena [G 9] ist auch der Keuper teilweise aufgearbeitet. Denn nördlich des Ortes liegen über dem Muschelkalk nur 20—30 m gipsführende Tone, auf denen unmittelbar der Wealden ruht. Während bei Cortes Tone überwiegen, herrschen hier Sandsteine im Wealden vor. Er ist nicht mehr als 80 m mächtig.

Im Westen des Bergzuges von Villafamés [G 6] liegen zwischen den Keupertonen und den Kalken des Urgon graue Sandsteine und Tone, die dem Wealden von Lucena ähneln. Sie enthalten aber bereits Orbitolinen und sind daher wohl als eine sandige Basalfazies des Urgon zu deuten. Der Wealden fehlt somit bei Villafamés. Das Urgon ruht unmittelbar auf der Trias. Da der Wealden bei Villahermosa bereits auf Keuper übergreift, ist auch der Jura bei Villafamés wohl schon vor der Wealden-Transgression beseitigt worden. Es ergibt sich somit folgendes Bild:

(1100)

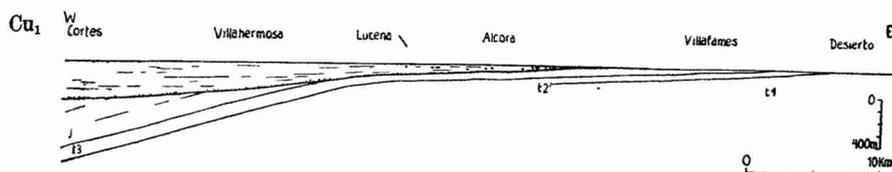


Abb. 12. Das Übergreifen des Wealden (Cu_1) auf die Schwelle von Castellón.

t_1 Buntsandstein, t_2 Muschelkalk, t_3 Keuper, j Rät + Jura. Die Horizontale stellt die Transgressionsfläche des Urgon dar.

Bei Villafamés liegt also eine Schwelle, die das Wealdenbecken nach Südosten abschloß.

Sedimentation und Tektonik im Wealden.

In zwei Spezialsenken des Keltiberischen Troges schwellen die Sedimente des Wealden zu großer Mächtigkeit an, im Moncayo-Becken und dem Terulensischen Becken (vgl. Taf. 2, Fig. 3). Paläogeographisch können beide als tiefe, weitgehend ausgesüßte Buchten der Geosynklinalmeere der westlichen Pyrenäen und des östlichen Betikums gedeutet werden. In den innersten Winkeln der Buchten kam es zu (vorwiegend klastischen) festländischen und brackischen Ablagerungen, die sich geosynklinalwärts mit marinen Kalken und Mergeln verzahnen.

Ob und inwieweit eine Verbindung beider Becken bestand, ist ungewiß. Sie wäre wohl im Gebiet zwischen Ricla und Castellote [C 6—E 9] zu suchen, da hier der Obere Jura erhalten ist und der mächtige Wealden von Castellote keine deutliche Randfazies erkennen läßt.

g) Der Keltiberische Trog im Urgon (Barrême bis Unteralb).

Im Gebiet des Terulensischen Beckens ruhen über den brackisch-limnischen Sedimenten des Wealden marine Mergel und Kalke, die wenigstens örtlich in Urgonfazies entwickelt sind. Wie COQUAND und HAHNE gezeigt haben, vertreten sie das Barrême und Apt. Jedoch reichen sie noch ins Unteralb hinauf, da wir bei Villaroya [F 8] in den höchsten Kalken *Parahoplites bigoti* SENNES fanden.

Bewegungen vor dem Urgon.

Das Urgon greift stellenweise auf ältere Schichten über. So liegt es südlich Montalbán [E 8] (bei Palomar) zwar auf Wealden, transgrediert aber bei Montalbán selbst (Rio Palomar) über Lias. Erst weiter im Norden, bei Obón und Blesa [D 8] findet sich unter

dem Urgon wieder Bath, bei Ariño (12 km nordöstl. Oliete [D 8], stellt sich nach DEREIMS (S. 145) auch Oxford ein. Vor der Sedimentation des Urgon ist also das Gebiet von Montalbán flach aufgewölbt worden (vgl. Abb. 13).

Während ferner bei Castellote [E 9] noch Wealden in einer Mächtigkeit von 200 m in randferner Fazies erhalten ist, transgrediert das Urgon 7 km weiter nördlich (beim Torre Valdemón) auf Jura.

In ähnlicher Weise greift die marine Unterkreide auf die Trias der Schwelle von Castellón [G 10] über, wie HAHNE dargestellt hat²⁸⁾. Im übrigen Gebiet ruht stets das Urgon auf dem Wealden. Wenigstens der Westrand des Terulensischen Beckens scheint seit dem Wealden nahezu unverändert geblieben zu sein.

Der Rand des Beckens.

Zu den westlichsten Vorkommen dürften die von Chinchilla Enguïdanos, Minglanilla und Talayuelas gehören. Bei Enguïdanos [H 6] liegen²⁹⁾ unter dem Oberalb 15 m mächtige sandige Kalke und Mergel, die Zweischaler und Orbitolinen enthalten. Diese Schichten gehen nach unten in grobe Sandsteine mit Quarzgeröllen über, die wohl ein Basalkonglomerat des Urgon darstellen. An der Straße von Minglanilla nach Utiel sind am Rio Cabriel 30 m mächtige, sandige Kalke und Mergel mit *Orbitolina conoidea*, *Natica* sp. und Ostreen aufgeschlossen. Auch 35 km nordöstlich (an der neuen Straße von Landete [H 7] nach Talayuelas) bleiben Fazies und Mächtigkeit des Urgon fast die gleichen. Die sandigen Kalke enthalten hier neben unbestimmbaren Seeiegeln *Orbitolina conoidea* GRAS, *Natica* sp., *Terebratula sella* Sow. und *Terebratula biplicata* Sow.

In den nördlichen Hesperischen Ketten fanden sich 2 km südwestlich von Trait bei Checa [F 5] Orbitolinenkalke über roten und weißen Sanden, doch gehören sie hier wohl der tieferen Oberkreide an, in der auch bei Aliaga [E 8] Orbitolinenkalke auftreten.

28) Der Beweis ist allerdings nicht leicht zu führen, da oft tektonischer Kontakt vorliegt. So ist bei Borriol die Kreide neben die Trias verworfen worden. Auch östlich der Burgruine von Benicasim trennt eine Störung Buntsandstein und Urgon. Wohl aber ruhen am Südhang des Burgberges die Urgonkalke unmittelbar auf der Trias. Beide fallen sehr flach ein. Das Auflager selbst ist nicht aufgeschlossen. Wenn Muschelkalk vorhanden wäre, könnte seine Mächtigkeit 20 m nicht übersteigen. Im Gehängeschutt fanden sich keinerlei Spuren von ihm. Hier dürfte also tatsächlich das Urgon auf Buntsandstein transgredieren.

29) dort, wo der westliche Zuführungskanal zum Elektrizitätswerk die Straße nach Cardenete kreuzt.

Ebenso unsicher sind die Vorkommen westlich von Milmarcos [D 5]. Mag hier auch bei späteren Spezialuntersuchungen fossilführendes Urgon nachgewiesen werden, so ist doch die Mächtigkeit der fraglichen Sedimente im Vergleich zu der des Beckens von Miravete verschwindend gering. Auch 10—20 km nördlich von Perales [F 7] übersteigt die Mächtigkeit der austernreichen Kalkmergel, die sich zwischen den Sandsteinen des Wealden und dem Oberalb einstellen, kaum 15 m. Hier dürfte allerdings infolge austrischer Bewegungen das Urgon teilweise aufgearbeitet sein; denn die Fazies erscheint etwas randferner als in der nächsten Umgebung von Montalbán, wo ca. 80 m mächtige, sehr unreine Austernkalke und Mergel das Urgon vertreten.

Bei Oliete und Blesa [D 8] nähern wir uns deutlich der nordöstlichen Küste. Das Urgon ist hier sandig-tonig, eisenschüssig und reich an Austernbänken. Unter knolligen, sandigen Mergelkalken liegen östlich von Oliete 7 m rote Tone und glaukonitische Mergel. Das ufernächste Vorkommen ist wohl das vom Torre Valdémón (= Torre Picél) südlich von Alcorisa [E 9]. Hier wechselagern rote, sandige Tone mit Orbitolinenschill. An der Basis liegen eisenschüssige Kalksandsteine. Die ganze Serie ist nicht mehr als 40 m mächtig, während sie 7 km südlich, bei Castellote [E 9], auf 180 m anschwillt.

Die Sedimente des Beckens.

Vom Südrand der Schwelle von Nieder-Aragon steigt die Mächtigkeit rasch an. Bei Oliete [D 8] beträgt sie 140 m, bei Ejulve [E 9] 180 m; bei Villafranca, Cantavieja und Tronchon [F 9] wächst sie auf rund 250 m, bei Aliaga [E 8] auf 380 m. Hier setzt sich das Urgon aus Mergelkalken und Kalken zusammen. Sandige Mergel bilden geringmächtige Einschaltungen besonders an der Basis. Vereinzelt finden sich noch rote Tone.

Die Zunahme der Mächtigkeit nach Süden ist bei Aliaga gut zu beobachten. Es lassen sich hier zwei feste Kalkbänke weithin verfolgen. Ihr Abstand ist 3 km westlich des Ortes kleiner als 100 m, am Südost-Ausgang von Aliaga erreicht er 100 m und nordwestlich von Miravete wächst er auf 180 m: ein Beweis, daß die Mächtigkeitszunahme des Urgon hier primär ist.

Das Beckentiefste lag wie im Wealden etwa bei Miravete [F 8]. Bei Villaroya z. B. erreicht die Mächtigkeit des Urgon 500 m. Der Sandgehalt tritt hier ganz zurück. Die Kalke sind viel reiner und fester als am Beckenrand. Austern finden sich kaum noch, statt dessen stellen sich vor allem bei Villaroya zahl-

reiche Ammoniten ein, die stratigraphische Spezialuntersuchungen lohnend machten.

Interessant ist das häufige Vorkommen von eisenumkrusteten Oolithen, die sich vor allem im höheren Urgon häufen. So beobachtet man etwa 100 m nordöstlich der Kapelle der Virgen de Loreto folgendes Profil:

- 10 m fossilreicher, eisenschüssiger Kalksandstein mit Eisenoolithen
- 4 m grauer Ton
- 0,3 m Sandstein mit *Parahoplites bigoti* SENNES
- 6 m graue, sandige Letten
- 1,2 m Eisenoolithe
- 1,2 m sandiger Ton, reich an Schwefelkies
- 2,5 m fossilreicher, eisenschüssiger Sandstein mit Eisenoolithen
- 3 m schwefelkiesreicher Ton
- 20 m Kalkoolithe und Mergel
- 2 m eisenumkrustete Kalkoolithe
- 450 m orbitolinereiche Kalke und Mergel.

Besonders bei Villahermosa [G 9] ist der Eisengehalt des Urgon beträchtlich. Seine Verbreitung fällt ungefähr, jedoch nicht ganz mit dem Beckentiefsten zusammen; denn Eisenoolithe fehlen fast völlig dem Urgon von Córtes (350 m) und Cirat [G 9] (mehr als 300 m), während die höheren Teile des Urgon bei Cantavieja (250 m) und Iglesuela [F 9] (160 m) eisenschüssig sind.

Sedimentation und Tektonik im Urgon.

Im Barrême, Apt und Unteralb vertiefte sich das Terulensische Becken, das bereits im Wealden so klar erkennbar war. Das Meer drang in die Senke ein und erfüllte sie bis zum niederaragonischen Uferrand. Darüber hinaus wurden die östlichen Randgebiete flach überflutet.

Wahrscheinlich sank auch das Moncayo-Becken weiter ein. Die ungewöhnliche Mächtigkeit des Wealden läßt jedenfalls vermuten, daß hier die brackische Sedimentation noch im Barrême und Apt andauerte, während im Süden schon marine Verhältnisse herrschten. Vielleicht gelingt es, nördlich von unserem Gebiet eine Verzahnung von „Wealden“ mit mariner Unterkreide nachzuweisen.

h) Der Keltiberische Trog im Oberalb.

Unter den marinen Kalken des Apt und Unteren Alb ruhen Kaolinsandsteine und Tone mit Kohlenflözen und gelegentlichen marinen Einschaltungen. Da diese „Utrillas-Schichten“ unter dem fossilreichen Cenoman liegen, dürften sie dem Oberalb entsprechen. In der Tat gelang es JOLY (1922 S. 546), in den Utrillas-

(1104)

Schichten bei Torrelapaja eine kleine Fauna des Alb nachzuweisen: *Exogyra tombecki* D'ORB., *Astarte striato-costata* D'ORB., *Turritella angulata* D'ORB., *Scalaria albensis* D'ORB., *Cerithium albensis* D'ORB. u.a.

1. Austrische Bewegungen.

Wie Wealden und Urgon, so greift auch das Oberalb an den Beckenrändern auf ältere Horizonte über. Zum Teil handelt es sich dabei um eine einfache Erweiterung des Sedimentationsraumes; denn bei Blesa [D 8], am Torre Valdemón [E 9] und am Südwestrand der Hesperischen Ketten scheint das Urgon primär unter dem Oberalb auszuweichen, wie die Randfazies zeigt. Häufiger wird aber das Urgon randlich vom Oberalb diskordant abgeschnitten. Der jähe Mächtigkeitswechsel und die randferne Fazies des Urgon an diesen Stellen weisen auf spätere — austrische — Abtragung hin.

Wo das Oberalb auf Wealden, Jura, Trias und Paläozoikum übergreift, sind wohl auch ältere Bewegungen an der Aufwölbung beteiligt; doch lassen sie sich nur selten nachweisen, da Portland und tiefere Unterkreide in weiten Gebieten von Keltiberien fehlen.

Daß die jungkimmerischen Bewegungen von den austrischen an Intensität um ein Vielfaches übertroffen werden, geht aus den Verhältnissen der Gegend von Montalbán [E 8] besonders klar hervor. Vor dem Barrême ist hier eine ganz flache Aufwölbung der älteren Schichten zu erkennen, die sich aus dem Übergreifen des Urgon (s. S. 35/36) ergibt. Das Oberalb fand statt der flachen Schwelle schon einen deutlichen Sattel vor. Liegt doch das Oberalb bei Blesa [D 8] auf Urgon, bei Segura [E 8] und nördlich von Montalbán dagegen auf Muschelkalk und gleich südlich von Montalbán wieder auf Urgon!

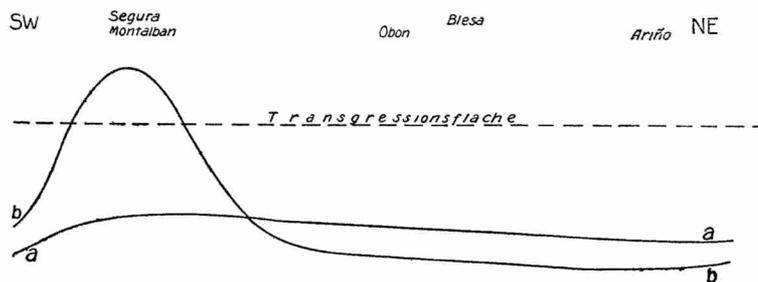


Abb. 13. Schema der kretazischen Aufwölbung der Schwelle von Montalbán.

Als Profil dargestellt ist die Höhenlage der Grenze Keuper-Carñiolas bezogen auf die Transgressionsfläche: a) im Urgon, b) im Alb. 20× überhöht.

In Abb. 13 ist außer der Posthumität die größere Intensität der austrischen Bewegung zu erkennen. —

Ähnliche Verhältnisse sind wohl auch dort anzunehmen, wo das Urgon heute fehlt.

Vorwiegend austrischen Alters waren somit wohl auch die Bewegungen, die im westlichen Teil der Ateca-Schwelle vor dem Oberalb stattgefunden haben. Ihr Ausmaß kann relativ genau festgelegt werden. In dem Übergreifen des Oberalb auf Jura bei Ojos Negros, auf Rät bei Cubel-Monterde [D 6], auf Keuper bei Nuévalos, auf Muschelkalk bei Alhama de Aragón [D 5] und auf Paläozoikum östlich von Deza [C 5] macht sich eine NW-SE-streichende Heraushebung des nordöstlichen Gebietes bemerkbar³⁰. Da sich bei Torrelapaja und Berdejo (also nur etwa 15 km nordöstlich dieser Linie) unter dem Alb bereits oberster Jura findet, ergibt sich auch für den nordwestlichen Teil der Ateca-Schwelle — ähnlich wie bei der Aufwölbung von Montalbán (s. S. 39) — ein austrischer Sattelbau (s. Abb. 14/15).

Auch Bruchbildungen gleichen Alters sind aus diesem Bereich bekannt geworden³¹. So besteht bei Torrijo [C 5] das Liegende des Oberalb auf der einen Seite einer Störung aus Paläozoikum, auf der anderen Seite aus Muschelkalk. Daraus ist auf eine kretazische Verwerfung von etwa 100 m Sprunghöhe zu schließen (vgl. Abb. 15). —

Weitspannige Bewegungen austrischen Alters machen sich ferner in einer Herauswölbung der Aragonischen Masse bemerkbar. So ist 8 km östlich Oliete [D 8] noch etwa 150 m mächtiges Urgon erhalten, während 5 km nördlich (an der Straße Andorra-Albalate) die Utrillas-Schichten auf Jura übergreifen. Desgleichen ist bei Castellote [E 9] noch Wealden und Urgon in einer Gesamtmächtigkeit von 380 m vorhanden, während 10 km nordöstlich, im Val de la Piedra bzw. bei Alcorisa [E 9], das Oberalb unmittelbar auf Jura ruht. Ebenso steht der mächtigen Unterkreide von Beceite [E 10] (Wealden + Urgon) das dürftige Alb von Mas de Dillo (östlich von Fuenteespalda [E 10]) gegenüber. Auch westlich von Aliaga [E 8] scheint eine nicht unerhebliche austrische Diskordanz vorzuliegen (s. Taf. 3).

Im Westen unseres Gebietes ruht zwischen Soria und

30) Das Streichen der Aufwölbung ist ziemlich genau anzugeben, da bei Monterde und Nuévalos im westlichen Teil der Quertäler des Alb auf Rät liegt, während es weiter östlich auf Keuper übergreift.

31) G. RICHTER 1930 S. 80.

Burgos [A 1—C 4] das Oberalb konkordant auf dem Wealden, ohne daß eine scharfe Grenze wahrzunehmen wäre. In der östlichen Guadarrama stellte dagegen SCHROEDER eine flache Aufwölbung im Streichen des heutigen Gebirges fest, die gegen

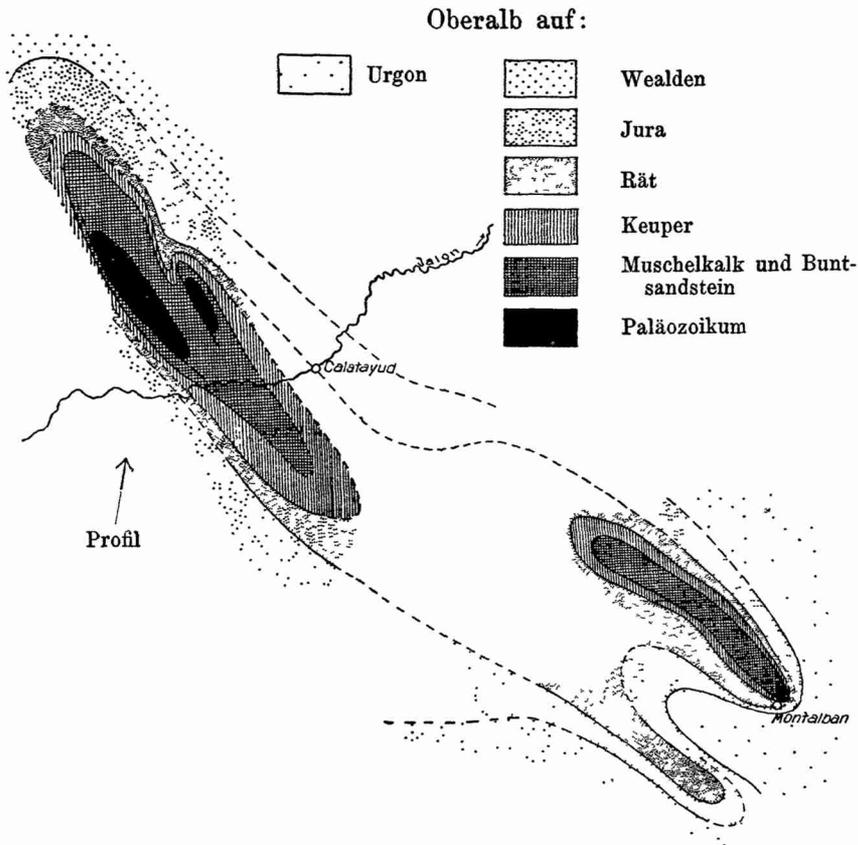


Abb. 14. Das Liegende des Oberalb im Bereich der Schwellen von Ateca und Montalbán. Maßstab etwa 1:1,2 Mill.



Abb. 15. Profil durch die Schwelle von Ateca. Die Horizontale stellt die Transgressionsfläche des Oberalb dar (vgl. die Profillinie der Abb. 14!). 1 Paläozoikum, 2 Trias, 3 Rät, 4 Jura. 1:500000. 4 fach überhöht.

Osten eintaucht. In ihrem Kern greift das Oberalb auf Paläozoikum über (vgl. Tafel 2, Fig. 5). Im Gebiet des heutigen Tajo-Beckens ruht das Oberalb auf tieferem Jura, wie die Aufschlüsse von Mota zeigen. Noch bei Beteta [F 5], Uña [G 5] und Tragacete [F 5] greifen die Albsande auf oberen Lias über. Erst in den östlichen Hesperischen Ketten schließt sich die Schichtlücke. Im Osten der Linie Pozo Cañada—Enguñanos—Henarejos—Javalón—Gea de Albarracín [H 6—F 6] ist noch Kimmeridge, Wealden und z. T. auch noch Urgon erhalten. Nur bei Valanca westlich von Ademuz [G 7] und auch bei Villel [G 7] ruhen die Albsande wieder unmittelbar auf den Jurakalken.

2. Der Rand des Sedimentationsraumes im Oberalb.

Der Westrand.

Die Mächtigkeit des Oberalb nimmt von Sigüenza [D 3] nach Westen ab. Bei Sigüenza erreicht sie 60—80 m, bei Tamajón [E 1] sinkt sie auf 20 m, bei Torrelaguna [E 1] schließlich auf knapp 8 m. Damit ändert sich auch die Fazies. Der Kaoliningehalt nimmt randwärts zu. Bei Val de Morillo im äußersten Westen ist er so beträchtlich, daß er bergmännisch gewonnen wird. Aber auch weiter östlich (bei Torrelaguna) [E 1] sind die metamorphen Schiefer des Untersilurs bis zu einer Tiefe von 3—4 m stark zersetzt und weiß gefärbt, so daß die Grenze zu dem umgelagerten Kaolin des Oberalb oft unscharf ist.

Ebenso geringmächtig sind die Utrillas-Schichten 160 km südlich (bei Mota), wo sie von kaum 15 m dicken Kaolinsanden und Quarzkieseln vertreten werden.

Schließlich findet sich auch noch weit im Norden (in der Sierra de Atapuerca [A 1]) die Andeutung einer Randfazies, indem hier 5 m mächtige Bauxite an der Basis des Oberalb liegen.

Der aragonische Uferrand.

Wie in der Nachbarschaft der Kastilischen Masse, so vertreten auch in Niederaragon kaolin- und bauxitreiche Sedimente das Oberalb. Dazu sind die Sedimente reich an Pflanzenresten, die sich zwischen Utrillas [E 8] und Calanda [E 9] zu Kohlenflözen anhäufen. Die abbauwürdigen Vorkommen sind, wie Taf. 2, Fig. 6 zeigt, auf den Saum der Aragonischen Masse beschränkt. Besonders kohlenreich sind die Gebiete großer Alb-Mächtigkeit.

Mit der Annäherung an das aragonische Ufer wächst die Größe und Häufigkeit der Quarzkiesel, während die Gesamtmächtigkeit

des Oberalbs sinkt. Sie beträgt bei Andorra und südlich Calanda [E 9] 120 m. Das randnächste Vorkommen ist wohl das von Cañada de Verich [E 9]. Hier ruhen auf den Jurakalken Tone, die als Bauxit abgebaut werden. Sie sind etwa 40 m mächtig. An der Basis gehen sie in kohlige Tone über, die reich an Schwefelkies und Holzresten sind.

Ähnlich liegen die Verhältnisse in den nordöstlichen Iberischen Ketten. Auch hier werden Kohlen des Oberalb bei Préjano und Turruncún [A 4] abgebaut³²⁾, und die Kaolinsande sind reich an Quarzgeröllen. Offenbar sind auch diese Sedimente in der Nachbarschaft eines im Nordosten gelegenen Hochgebietes abgelagert worden.

3. Das Becken von Miravete.

Das Beckentiefste liegt auch im Oberalb noch in der Zone Aliaga—Miravete—Villaroya [E 8—F 8]. Hier schwillt die Mächtigkeit auf über 400 m an.

Bei Aliaga [E 8] ähnelt die Fazies der von Utrillas:

Hangendes: Cenomanmergel und -kalke.

- 40 m kalkige Sandsteine mit oft beträchtlichem Gehalt an Trümmererz und Eisenoolithen, unten mit Einschaltungen grauer Tone
- 220 m Wechsellagerung eisenschüssiger, schräggeschichteter Sandsteine mit Pflanzenresten und vereinzelt Muscheln sowie Einschaltungen grauer sandig-glimmiger Tone
- 40 m graue Tone mit Kohlenschmitzen und -flözen und Bänken eisenschüssiger Sandsteine
- 5 m sandige Kalke mit Gastropodenschill an der Basis
- 30 m graue Tone mit Gipskristallen und Kohlenschmitzen.

Liegendes: Urgonkalke und -mergel.

Erst im Zentrum des Beckens nehmen bei Villarroya [F 8] die Tone überhand.

Unter dem Cenoman ist hier folgendes Profil erschlossen:

- 2 m eisenschüssige Kalksandsteine
- 100 m Folge von grauen Tönen und z. T. eisenschüssigen Sandsteinen mit zwei Kalkbänken voll Exogyrenschill
- 17 m knollige Mergel und oolithische Kalke
- 110 m weiße Sande mit wenigen grauen Tonmitteln
- 120 m graue sandige Tone mit vereinzelt Gipskristallen und im tieferen Teil häufigen eisenreichen Kalkgeoden. Die eisenschüssigen Sandsteine treten gegenüber den Tönen zurück.
- 60 m eisenschüssige Kalksandsteine mit Pflanzenresten und Muscheln.

Liegendes: Eisenoolithe des Unteralb.

32) Diese Schichten galten zunächst als Karbon. JOLY deutete sie 1926 als Infralias, da sie unter dem Rät liegen. G. RICHTER (1930) erkannte jedoch, daß

Der Horizont der hier 17 m mächtigen knolligen Mergelkalke läßt sich bis Cantavieja [F 9] verfolgen. Die Gesamtmächtigkeit schrumpft von 400 auf 250 m zusammen. Es fehlen die Kalksandsteine, die bei Villarroya [F 8] an der Basis liegen. Gegen SE sinkt die Mächtigkeit rasch weiter, wie Taf. 2, Fig. 6 zeigt. Überall überwiegen unten die Tone und oben die Sande. Marine bzw. brackische Schillkalke finden sich als dünne Bänke nicht selten, besonders am Nordhang der Peñagolosa bei Villahermosa [G 9].

In den Hesperischen Ketten sind die Sedimente des Oberalb noch geringmächtiger und kalkärmer. Sie sind dagegen reich an Quarzkieseln und Kaolin. Noch bei Villed [G 7] erreichen die Quarzkiesel Faustgröße; hier ist der Kaolingehalt so beträchtlich, daß er bergmännisch gewonnen wurde.

Ein typisches Profil dieser Ablagerungen ist südlich von Las Majadas [G 5] erschlossen:

Hangendes: Cenomanmergel und -kalke.

9 m grüne, sandige Tone

62 m weiße und rötliche, schräggeschichtete Sandsteine mit Tonmitteln

3 m grauer Kalk

15 m weiße und rote Tone mit Kalkbrocken

3 m grober Sandstein

Liegendes: Kalke des Unteren Jura.

Im Gegensatz zu den reinen Sanden des Westens schalten sich hier auch Kalke ein, freilich in ganz geringer Mächtigkeit. Sie sind in den Hesperischen Ketten weit verbreitet und zwar meist mit Ooiden von stattlicher Größe.

4. Spezialbecken und -schwellen.

Geringe Mächtigkeitsschwankungen sind auch im übrigen Sedimentationsraum nachweisbar. Sie lassen erkennen, daß auch während des Oberalb manche Gebiete verstärkt einsanken.

So schwellen die Utrillas-Schichten bei Uña [G 5] auf 120 m an. Die basalen ooidischen Kalke, die hier ca. 30 m dick und recht bituminös sind, enthalten Süßwasser-Mollusken und wechsellagern mit Schiefern, die mit Pflanzenhäcksel überstreut sind. Gelegentlich finden sich auch Kohlenschmitze, die Schürfe veranlaßt haben.

Eine Mächtigkeit von etwa 120 m erreicht das Oberalb ferner nördlich der Ateca-Schwelle bei Torrelapaja und Ciria [C 5]. Hier

die Serie von den Carñiolas überfahren ist. Da Oberalb in weitem Umkreis von hier nicht bekannt ist, der Wealden aber stellenweise Kohlen fuhr, nahm er Wealden-Alter als wahrscheinlich an. Bei einer nochmaligen Begehung stellte er nunmehr in ihnen typische „Utrillas-Schichten“ fest.

finden sich an der Basis der sandigen Folge Kalkbänke mit Austern. Abbauwürdige Kohlen treten auf. Bemerkenswert ist das Vorkommen von Asphalt-Sandsteinen.

Bei Torrelapaja und Uña sind also kleine Spezialsenken entwickelt, in denen — ähnlich wie in den größeren Becken von Aliaga-Utrillas [E 8] und Castellote [E 9] — die Zuschüttung nicht mit der Absenkung Schritt halten konnte, sodaß der Grundwasserspiegel stieg und die Anhäufung organischer Substanz ermöglichte.

Südlich des Spezialbeckens von Ciria-Torrelapaja [C 5] sinkt die Mächtigkeit rasch. Bei Torrijo [C 5] erreicht sie kaum 30 m. Das Oberalb ist hier ungleich grobklastischer als bei Ciria. Ähnlich sind die Verhältnisse in der südöstlichen Fortsetzung der Ateca-Schwelle, d. h. auf der Schwelle von Montalbán; das Oberalb ist nördlich von Segura [E 8] etwa 50 m mächtig, während im Norden der Montalbáner Schwelle die Mächtigkeit bei Oliete [D 8] wieder auf 130 m steigt und an der Basis abbauwürdige Kohlen auftreten.

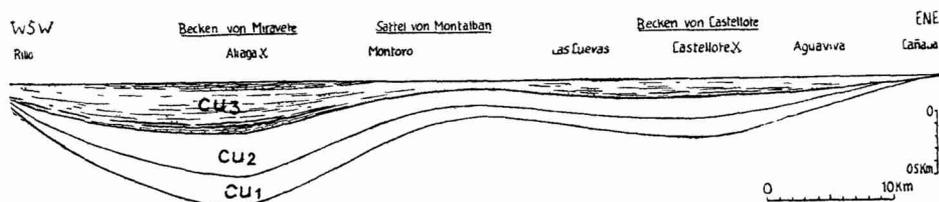


Abb. 16. Die Mächtigkeit der Unterkreide-Stufen im nördlichen Teil des Terulensischen Beckens.

Cu₁ Wealden, Cu₂ Urgon, Cu₃ Oberalb, bei Aliaga und Castellote mit Kohlen nahe der Basis.

Die Verlängerung des Sattels von Montalbán gegen Süden macht sich auch im Becken von Aliaga [E 8] als seichte Schwelle bemerkbar (Abb. 16). Die Mächtigkeit, die im kleinen Spezialbecken von Castellote 150 m erreicht, sinkt 5 km südlich von Ejulve [E 9] auf 83 m herab, um bei Montoro und Aliaga [E 8/9] wieder beträchtlich zu wachsen.

Sedimentation und Tektonik im Oberalb.

Im Oberalb erweitert sich der Sedimentationsraum des Keltiberischen Troges erheblich. Die sinkenden Randgebiete der Kastilischen Masse werden ziemlich gleichmäßig mit Sand und Schlamm, fluviatil-sublitoralen Sedimenten, eingedeckt. Im eigentlichen Trog lassen Unterschiede in der Mächtigkeit und

Fazies Schwellen (bei Ateca und Montalbán) und Becken erkennen. Sie fallen deutlich mit den zwischen Unterem und Oberem Alb entstandenen Sätteln und Mulden zusammen. So macht sich die Bewegungstendenz der austrischen Phase noch während der Ablagerung des Oberalb in verschwächtem Maße geltend (vgl. Taf. 2, Fig. 5 und 6!).

i) Der Keltiberische Trog in der Oberen Kreide.

1. Stratigraphische Gliederung.

In der Oberen Kreide überflutete das Meer ganz Keltiberien und lagerte mächtige marine Kalke ab.

Bewegungen zwischen Oberalb und Cenoman konnten hier bislang nicht festgestellt werden. Denn aus den Sanden der „Utrillas-Schichten“ gehen ohne scharfe Grenze sandige Mergel hervor, die fast überall eine Cenoman-Fauna einschließen.

Bei Hontoria del Pinar [B 2] sammelte LARRAZET *Acanthoceras* cf. *rotomagense* DEFR. in diesen Schichten. Bei Mota in der Sierra de Altomira fanden sich in ihnen *Exogyra flabellata* D'ORB., *Exogyra boussingaulti* D'ORB.; bei Chinchilla (Albacete) *Corbula picteti* CHOFFAT, *Corbula navis* CHOFFAT, *Hemiaster palpebratus* LORIOI; bei Peñalen in den Hesperischen Ketten [E 4] *Exogyra pseudoafricana* CHOFFAT³³).

Besonders fossilreich ist das Cenoman im Bahneinschnitte westlich von Sigüenza [D 3]³⁴). Die fossilführenden Schichten liegen auch hier nicht unmittelbar an der Basis, sondern es schieben sich darunter noch 20 m fossilarme Mergelkalke ein (vgl. Abb. 17, das Profil Alhama!). In den plänerartigen Kalken fanden sich: 1) *Exogyra oliponensis* SHARPE, *Exogyra pseudoafricana* CHOFFAT, *Exogyra flabellata* D'ORB., *Hemiaster lusitanicus* LORIOI, *Hemiaster scutiger* FORBES, *Peltaster* sp., *Diplopodia variolaris* DÉSOR und *Pseudodiadema macrophyga* COTTEAU.

Diese Beispiele zeigen zusammen mit den Funden von CHUDEAU, COQUAND, CORTAZAR, DEREIMS, HAHNE, LARRAZET u. a., daß die „Utrillas-Schichten“ nicht etwa eine sandige Vertretung verschiedener transgredierender Kreidestufen darstellen, sondern stets unter dem Cenoman liegen.

Die höhere Oberkreide ist meist fossilarm.

Turon ist nachgewiesen durch das Vorkommen von *Periaster verneuili* bei Hontoria del Pinar [B 2] (LARRAZET 1896), von *Tissotia* sp. bei Soria (CHUDEAU 1898) und von *Pachydiscus peramplus* MANT. im Guadarrama-Gebiet (Erläuterungen zum geologischen Blatt Hiendelaencina).

33) Nach freundlicher Bestimmung von Herrn H. ASHAUER.

34) E. SCHROEDER (1930, S. 144) gab von hier bereits eine Faunenliste.

Die Funde von *Buchiceras* sp. und *Pachydiscus wittekindi* bei Tamajón [E 1] sprechen bereits für jüngere Horizonte. Zudem sammelten wir bei Ucero [B, C 2] *Barroisiceras haberfellneri* v. HAUER, eine Leitform des Emscher (Coniac)³⁵⁾.

Schlecht erhaltene Rudisten fanden sich in noch höheren Schichten bei Ucero [B, C 2], bei Soria, bei Torrijo [C 5] im Tajo-Durchbruch bei Sacedón [F 3] u. a. O. Aus der Gegend von Aliaga-Fortanete [E 8, F 9] erwähnen FALLOT & BATALLER (1927, S. 68) *Radiolites mamillaris* MATHERON und *Biradiolites angulosissimus* TOUCAS. Diese Rudistenkalke sind demnach in das Santon zu stellen.

Campan und Maestricht sind bisher in Keltiberien nicht sicher nachgewiesen, wenn auch nach dem Funde von *Alveolina sphaerica* FORTIS var. *granum milii* BOSCH. sowie von *Siderolites* sp. bei Montalbán das Vorhandensein von Obersenon wahrscheinlich wird (FALLOT & BATALLER 1927, S. 14).

Limnisches Dan mit *Lychnus matheroni* REQUIEN ist schon durch VERNEUIL bekannt geworden. Es ist auf ein eng begrenztes Gebiet der Montalbáner Gegend beschränkt, wo es zwischen Fortanete [F 9] und Segura [E 8] an mehreren Stellen Fossilien geliefert hat.

Die spärlichen Funde reichen nicht aus, die Oberkreide Keltiberiens genauer zu gliedern. Nach der petrographischen Ausbildung scheinen sich Parallelisierungen zu ergeben, wie sie in Abb. 17, S. 48 zusammengestellt sind.

2. Paläogeographische Betrachtung.

Fazies und Mächtigkeit der Oberkreide ermöglichen einige Rückschlüsse auf die Gestaltung des keltiberischen Sedimentationsraumes.

In der Nachbarschaft der Kastilischen Masse ist die Obere Kreide bei Torrelaguna und Mota kaum 100 m mächtig. Das könnte an sich die Folge späterer, vortertiärer Abtragung sein. Da sich aber mit der Annäherung an die Meseta auch sandige Einschaltungen besonders im Cenoman (im Valencianischen auch im Campan) einstellen und da ferner in der Sierra de Altomira Trockenrisse auf gelegentliche Verlandungen hinweisen, so ist die Abnahme der Mächtigkeit am Fuß der Kastilischen Masse wohl als primär anzusehen. Dafür spricht auch, daß die Oberkreide hier mit scharfer Grenze auf dem Oberalb ruht. Bei Torrelaguna scheint sich sogar ein Basalkonglomerat einzustellen. Wahrscheinlich liegt also eine Sedimentationslücke unter dem Cenoman vor.

35) Diese Bestimmung verdanken wir Herrn cand. geol. KARREBERG.

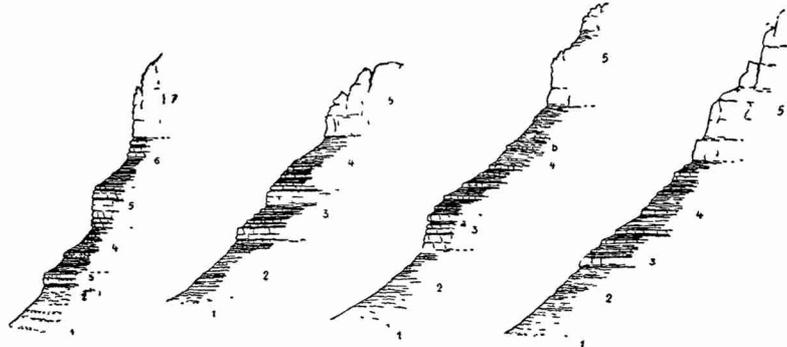


Abb. 17. Profile durch die Obere Kreide Keltiberiens.

	Alhama de Aragón [D 5]	Cuenca [G 4]	Ucero [B 2]	Aliaga [E 8]
Senon	50 m Rudistenkalk (7)*	100 m brekziöse Kalke (5)	100 m Rudistenkalke (5)	200 m Dichte Kalke mit Mergellagen (5)
	35 m dickgebankte Kalke (6) und plänerartige Kalk- mergel	40 m dickgebankte Kalke (4) und graue Mergel	ca. 80 m plänerartige Mergelkalke (4) bei b Bänke mit <i>Ostrea vesicularis</i>	65 m graue Mergel- kalke (4)
Emscher? + Turon	25 m feste, dickge- bankte graue Kalke (5), z.T. schaumig	30 m dickgebankte graue Kalke (3)	25 m dickbankige Kalke mit Mergeln wechsellagernd (3) bei a <i>Barroisiceras haberfellneri</i>	3 m feste Kalke (3)
Cenoman	20 m Mergel mit Kalkbänken (4) 2 m roter Sandstein 12 m helle Mergel 8 m bunte Sand- steine (3) rote Austermergel	40—50 m hellgraue, plänerartige Kalkmergel (2)		
Ober- alb	Weiße und bunte Kaolinsande = Utrillas-Schichten (1)			

*) Die eingeklammerten Zahlen entsprechen denen der Abb. 17.

Auch in den Hesperischen Ketten ist die Grenze noch ziemlich scharf. Im Terulensischen Gebiet wie auch in den Iberischen Ketten (s. Abb. 17, Profil Alhama!) ist es dagegen kaum möglich, eine Grenze zwischen Oberalb und Cenoman anzugeben. Hier wurde anscheinend dauernd sedimentiert.

(1114)

Damit steht im Einklang, daß die Mächtigkeit von der Guadarrama nach Norden und Osten zunimmt. Im Süden der Provinz Burgos (Ucero [B, C 2]) und bei Aliaga [E 8] schwillt z. B. die Obere Kreide auf etwa 400 m an.

Aber was besagt selbst dieser Wert gegen die Mächtigkeit der Oberkreide im Betikum, wo sie BRINKMANN auf 1200 m schätzte, oder gegen die enorme Entwicklung in den Westpyrenäen und den Montes Obarenes! Die geringmächtige Ausbildung in Keltiberien, die Armut an Cephalopoden bei dem Reichtum an Austern „afrikanischen“ Typs weisen darauf hin, daß der Keltiberische Sedimentationsraum zur Zeit der Oberkreide nur ein kleines Nebenmeer der großen Geosynklinalen von Betikum und Pyrenäen darstellt.

Im Dan schrumpft dieses Meer sogar auf einen engbegrenzten Süßwassersee zusammen.

Ergebnis: Der Keltiberische Trog im Mesozoikum.

(S. Tafel 2, Fig. 1—6.)

Wie die Betrachtung der paläogeographischen Verhältnisse innerhalb der einzelnen Zeitabschnitte zeigt (s. Taf. 2!), bleiben die Grenzen des Keltiberischen Sedimentationsbereiches und vor allem die tektonischen Hebungs- und Senkungsgebiete während des gesamten Mesozoikums im wesentlichen die gleichen.

Ob die Anlage der untertriadischen Becken noch ins jüngste Oberkarbon zurückreicht, muß dahingestellt bleiben. Auffallend ist jedenfalls, daß die Vorkommen von Stephan vorwiegend an Zonen großer Buntsandsteinmächtigkeit gebunden sind.

Die westliche Umgrenzung des Keltiberischen Troges tritt in der Unteren Trias zum ersten Male deutlich hervor. Klar abgebildet ist in der Sedimentation vor allem der Rand des im Westen gelegenen Denudationsgebietes: der „Kastilischen Masse“. Er begrenzt auch den Sedimentationsbereich des Muschelkalkes und den Raum größerer Keupermächtigkeit. Nicht nachweisbar ist er bislang im Jura. Aber schon in der „Wealden“zeit und im Barrême—Unteralb ist die Grenze zwischen dem Hochgebiet im Westen und dem Sedimentationsgebiet im Osten recht scharf. Nur geringmächtig sind die Sedimente von Keuper, Jura, Oberalb und Oberkreide, die über den eigentlichen Beckenrand hinweg auf den „Kastilischen Schelf“ vorgreifen (s. Abb. 18).

Auch im Nordosten des Keltiberischen Troges weisen Randfazies und Mächtigkeitsabnahme sowie das diskordante Übergreifen des Portlands und der Unterkreide auf die Nachbarschaft eines Hochgebietes hin. Es mag als eine zusammenhängende „Aragonische Masse“, möglicherweise auch als ein Schwellenzug, in Erscheinung getreten sein. Bedeutungsvoll sind in diesem Zusammenhang Beobachtungen von G. SELZER³⁶⁾ in den südpyrenäischen Sierrren (Oberaragón). Nach ihm sind dort die nußgroßen Quarzgerölle im übergreifenden Senon von Süden herzuleiten. Das legt die Annahme nahe, daß unter dem Tertiär des Ebrobeckens mindestens stellenweise Paläozoikum ansteht. Tatsächlich tritt solches ja, wie HAHNE 1930 gezeigt hat, im Puig Moreno [D 10] zutage.

Der Sedimentationsraum des Keltiberischen Mesozoikums wird also beiderseits von Hochgebieten eingefafßt. Zwischen der Kastilischen Masse im Südwesten und der Aragonischen Masse im Nordosten sank im Mesozoikum der Keltiberische Trog ständig ein (s. Abb. 18).

Aber diese „Geosynklinale“ ist kein einheitliches Gebilde, sondern durch Schwellen in Spezialbecken gegliedert.

Schon in der Unteren Trias macht sich ein Hochgebiet bemerkbar, das westnordwestlich streicht, also etwas schief zum Verlauf des Troges. Diese „Schwelle von Ateca-Montalbán“ schied zwei Gebiete verstärkter Sedimentation, das „Moncayo-Becken“ im Norden und das „Becken von Sagunt“ im Süden. Auf der Schwelle selbst ist die Sedimentmächtigkeit gering (vgl. das zweite Profil der Abb. 18!). Auch bei Castellón greift der Wealden auf Keuper, das Urgon auf Buntsandstein über.

Im jüngsten Oberjura und in der frühen Unterkreide verschmolz anscheinend die Ateca-Schwelle mit dem Guadarrama-Vorsprung der Kastilischen Masse. Eine Querschwelle riegelte den nördlichen Sedimentationsraum vom südlichen ab und gliederte den Keltiberischen Trog in zwei getrennte Senken, das „Moncayo-Becken“ und das „Terulensische Becken“.

Die relativ kräftigen austrischen Bewegungen formten die Schwelle von Ateca-Montalbán zu zwei Sätteln um, die bereits das Streichen der heutigen Ketten zeigen.

Im Einklang mit der sedimentären Entwicklung steht die magmatische Geschichte des Keltiberikums.

Die Grünen Gesteine des Keupers halten sich streng an die Räume größter Sedimentmächtigkeit. Sie fehlen dem kastilischen

³⁶⁾ Inaug.-Diss. Göttingen. Druck steht bevor.

Schelf und meiden die Schwellen im Trog. Der Vulkanismus ist also im Keltiberikum auf die Spezialbecken beschränkt.

Der Keltiberische Trog erscheint somit als eine von Norden und Süden gleichzeitig angebahte Verbindung zwischen den großen Geosynklinalen der westlichen Pyrenäen und des östlichen Beticums, eine Verbindung, die zeitweise erreicht, zeitweise durch eine alt angelegte Hebungszone (die Schwelle von Ateca-Montalbán) unterbrochen wurde.

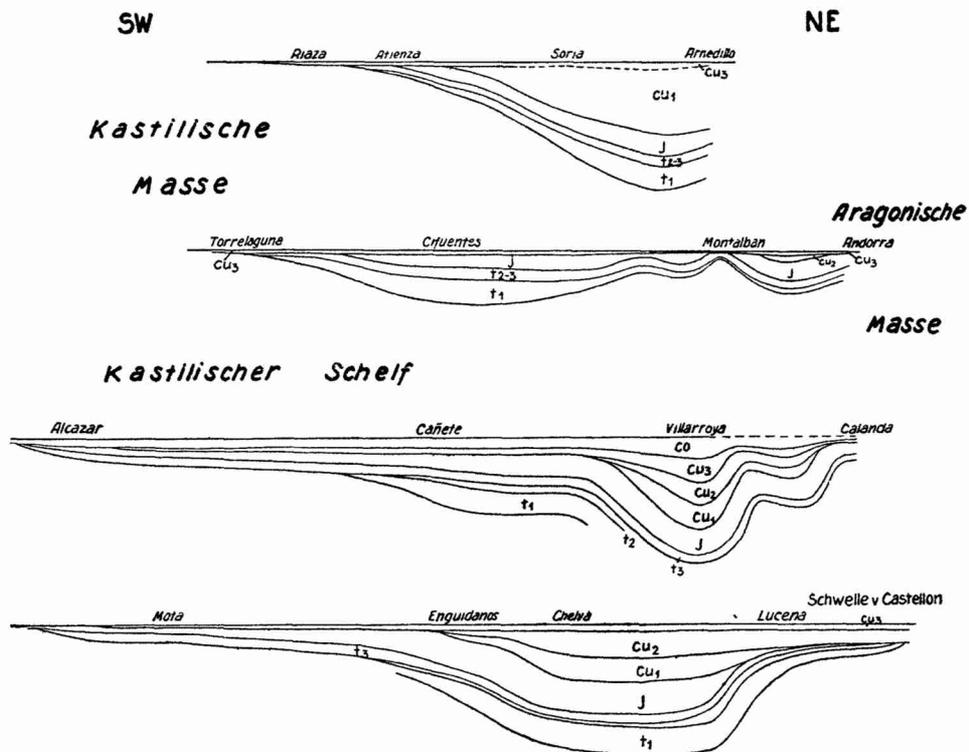


Abb. 18. Profile durch den Keltiberischen Trog.

In 20-facher Überhöhung sind die Mächtigkeiten der mesozoischen Sedimente dargestellt. Die Horizontale bedeutet die Unterfläche von Oberkreide bzw. Alt-Tertiär.

t₁ Buntsandstein, t₂ Muschelkalk, t₃ Keuper, j Rät + Jura, Cu₁ Wealden, Cu₂ Urgon, Cu₃ Oberalb, Co Oberkreide.

II. Die Geschichte der Tertiärbecken.

a) Das Alttertiär.

1. Seine stratigraphische Stellung.

Im Alttertiär sind die paläogeographischen Verhältnisse schwer zu überschauen, da die Abtrennung des Paläogen vom Neogen vielfach noch unsicher ist.

a) Alttertiäre Faunen im Tajo-Becken.

Im Tajo-Becken ist fossilführendes Alttertiär von folgenden Punkten bekannt:

Bei Baides [E 3] fand SCHROEDER an der Basis einer Kalkserie etwa 120 m unter der Hangendgrenze des Alttertiärs eine brackische Fauna, die nach WENZ dem Unteroligozän (Sannois) angehört (E. SCHROEDER 1930 S. 147f.). In etwas höheren Schichten³⁷⁾ sammelten wir *Brotia albigensis* NOULET, *Coretus cornu* BROGN., *Galba (Galba) longiscata* BROGN., *Melanopsis* sp. Danach sind die gesamten 80—100 m mächtigen Kalke ins Unteroligozän zu stellen. Sie werden von mächtigen, gipsführenden Mergeln unterlagert, die vielleicht dem Eozän angehören.

Weiterhin fanden sich 1200 m ost-südöstlich vom Bahnhof Toledo in sandigen Kalken nach der Bestimmung von DÉPERET *Arca* cf. *barbata*, *Fusus* cf. *bulbiformis*, *Natica* sp., *Potamides* sp., *Hydrobia* sp., *Paludina* sp. Diese brackischen Kalke mit Süßwassereinschwemmungen liegen ungefähr 100 m über sandig-tonigen Schichten, die an der Basis stellenweise konglomeratisch sind, und unterlagern die roten, sandigen Mergel des Tajo-Beckens. Das Alter der fossilführenden Schichten ist unsicher. *Fusus bulbiformis* geht jedoch nicht über das Ludium hinaus, so daß — eine richtige Bestimmung vorausgesetzt — hier Eozän vorliegen würde.

Südlich von Cuenca fand CORTÁZAR *Cytherea incrassata*, also eine Leitform des Oligozäns, neben *Potamides lamarcki*.

Bei Alcalá de Henares [F 1] schloß eine Tiefbohrung, die u. E. wohl im Miozän angesetzt war, nach ROYO y GOMEZ folgendes Profil auf (vereinfacht):

³⁷⁾ Die Fossilien fanden sich an einem neuen Fahrweg, der in vielen Kurven auf die Berge westlich des Bahnhofes ansteigt. Die Bestimmung verdanken wir ebenfalls Herrn Dr. WENZ-Frankfurt.

- 167 m bunte Tone und Mergel
- 330 m feine, tonige Sande
- 216 m sandige, anhydritische Mergel (in einigen Süßwasserkalk-Einlagerungen Pflanzenreste, Characeen, Fischschuppen, *Limnea acuminata* BROGN., *Coretus cornu* BROGN., *Gyraulus polydimus* BROGN., nach ROYO Oligozän bzw. Obereozän)
- 40 m grüne, tonig-anhydritische Sande
- 55 m Mergelkalke
- 27 m tonige Sande
- 50 m Mergelkalke mit Mollusken des Mittl. oder Oberen Eozäns
- 115 m anhydritische Mergel.

Alttertiäre Faunen im Duero-Becken.

Im westlichen Teile des Oberen Duero-Beckens haben nach ROMAN und ROYO Y GOMEZ (1922) die Funde von *Lophiodon isselense* CUV. und *Chasmoterium minimum* FISCH. das Vorhandensein von Mittellutet erwiesen. Die höheren Schichten mögen dem Obereozän oder Unteroligozän angehören, wie das Auftreten von *Xiphodon gracile* CUV. und *Plagiolophus minor* CUV. zeigt.

Auch das Alttertiär von Soria [B 4] glaubte man als Eozän deuten zu müssen, weil es petrographisch den fossilführenden Schichten auf der Westseite des Beckens ähnelt. Überdies fand sich bei Sto. Domingo de Silos [B 1] in weißen Mergelkalken eine Molluskenfauna, die für Eozän sprechen soll³⁸⁾.

Im äußersten Osten des Duero-Beckens kommt nördlich von Alhama de Aragón [D 5] in einer zwischen grobklastischen Schichten eingeschlossenen Kalk-Mergel-Serie *Planorbis cornu* BROGN. vor, was auf Oligozän hinweist.

Alttertiäre Faunen im Ebro-Becken.

VIDAL und DÉPERET fanden bei Calaf und Tárrega im südöstlichen Ebro-Becken *Ancodus aymardi* POMEL und *Brachyodus cluasi* DÉPERET, die für das Unteroligozän kennzeichnend sind. Im südwestlichen Ebrobecken sind nur vereinzelte Molluskenfunde bekannt geworden, die u. E. kaum eine einwandfreie stratigraphische Datierung der Schichten ermöglichen.

Alttertiäre Faunen im Becken von Calatayud.

In den Gipsmergeln von Montalbán [E 8] sammelten FALLOT & BATALLER *Cainotherium commune* BRAV., eine für das Mitteloligozän (Stamp) charakteristische Form, sowie *Hydrobia dubuissoni*.

38) Nach SAN MIGUEL DE LA CAMARA handelt es sich um *Planorbina pseud-ammonius pseudammonius* v. SCHLOTH., *Galba aquensis aquensis* MATH. u. a. Diese Süßwasserschnecken sind aber so schlecht erhalten, daß eine einwandfreie Bestimmung kaum möglich erscheint.

Das Alttertiär ist also in allen größeren Tertiärbecken durch Fossilien belegt. Doch reichen die Funde für eine Gliederung nicht aus. Selbst für eine Trennung vom petrographisch sehr ähnlichen Jungtertiär sind sie oft zu spärlich.

β) Petrographisch-tektonische Gliederungsversuche.

Gelegentlich wird fossilführendes Alttertiär von jüngeren Schichten überlagert, die sich als Sarmat bzw. Pont erweisen. Vielfach ist dabei die ältere Serie gefaltet oder aufgerichtet, während die jüngere flach darübergreift. Es liegt also die Annahme nahe, daß die dislozierte Folge unter dem ungestörten „Jungtertiär“ stets dem Alttertiär angehört.

Aber auch so ist es nicht immer möglich, Alt- und Jungtertiär zu trennen. Zunächst ergeben sich Schwierigkeiten, wenn eine aufgerichtete Tertiärserie nicht von einem flachlagernden „Jungtertiär“ bedeckt ist.

Z. B. ist das Tertiär von Berge und Aguaviva [E 9, 10] nicht unerheblich gestört. Man möchte es darum ins Alttertiär stellen; zudem scheint es in das Tertiär von Beceite [E 10], das konkordant mit dem Mesozoikum verbunden ist, überzugehen. Doch ruht das Tertiär von Aguaviva mit einer Diskordanz von 45° auf dem Mesozoikum. Diskordanzen von solchem Ausmaß sind aber an der Basis des Alttertiärs bislang nirgends im Keltiberikum nachgewiesen worden. — Auch das Alter der steilstehenden Tertiärkonglomerate in den Hesperischen Ketten bleibt aus diesem Grunde ungewiß.

Weiterhin ist die Einstufung des Tertiärs unsicher, sobald mehrere Diskordanzen auftreten. Ist dann die tiefere Diskordanz eine intra-alttertiäre oder die jüngere eine intra-jungtertiäre?

So ruht bei Cueva de Cañart [E 9] eine ungestörte klastische Serie über senkrecht aufgerichteten Konglomeraten, deren Liegendes 50 m mächtige Gipsmergel bilden. Sie lassen sich über Montoro hinaus 10 km weit verfolgen. Östlich von Cuevas greifen aber die Konglomerate unmittelbar auf Oberkreide über. Das läßt die Möglichkeit einer schwachen Orogenese zwischen der Ablagerung der Gipsmergel und derjenigen der älteren Konglomerate zu. Das Alter dieser zwischen zwei Diskordanzen liegenden Serie bleibt unklar.

Schließlich ist eine Trennung von Alt- und Jungtertiär mit der Methode der Diskordanzen dort nicht möglich, wo auch das Alttertiär so gut wie ungestört geblieben ist.

Bei Calahorra [A 5] im westlichen Ebro-Becken ist z. B. das Alttertiär nicht mehr von der Faltung betroffen worden. Es hier gegen das Jungtertiär abzugrenzen, ist unmöglich, obwohl nur etwa 15 km weiter südwestlich, bei Arnedo [A 4], die Unterscheidung sehr leicht fällt; denn hier sind die Konglomerate und Sandsteine des Alttertiärs deutlich gefaltet, während das Jungtertiär mit starker Winkeldiskordanz flach darüber liegt.

Wenn somit auch das Alter einiger Tertiärvorkommen zweifelhaft bleibt, so darf doch in den meisten Fällen die gefaltete Serie

mit erheblicher Wahrscheinlichkeit dem Alttertiär zugewiesen werden.

2. Die übergreifende Lagerung des Alttertiärs.

Das Alttertiär greift auf verschiedene ältere Schichten über (s. Taf. 2, Fig. 7).

Das ist vor allem am südwestlichen Ebro-Beckenrand zu erkennen. Südlich von Blesa [D 8] ist noch die gesamte Oberkreide erhalten, während bei Belchite und Moneva [D 8] das Alttertiär unmittelbar auf Jura ruht. — In ähnlicher Weise greift das Alttertiär bei Calanda [E 9] beckenwärts auf immer ältere Schichten über. Am Rio Bergantes liegt es auf Oberkreide, nördlich davon (im Val de la Piedra) auf Oberalb. Bei Calanda greift es auf Jura über, der aber auch schon erheblich reduziert ist. Schließlich sind nordöstlich von Alcorisa [E 9] dezimetergroße paläozoische Gerölle im Alttertiär so häufig, daß man Grundgebirge in der nördlichen Nachbarschaft als Liegendes des Paläogen annehmen muß (Paläozoikum des Puig Moreno [D 10]?).

Trotz der übergreifenden Lagerung ist die Winkeldiskordanz unter dem Alttertiär in beiden Fällen recht gering. Größer ist sie bei Aliaga [E 8]; denn etwa 3 km westlich des Ortes³⁹⁾ ruhen die groben Tertiärkonglomerate unmittelbar auf Oberalb, dessen Mächtigkeit hier höchstens 200 m, nördlich von Aliaga aber 400 m beträgt. An letzterer Stelle ist dazu noch Oberkreide in einer Mächtigkeit von mehr als 300 m erhalten. Diese Schichten sind also westlich des Ortes vor der Sedimentation des Alttertiärs beseitigt worden. Zudem zeigen kubikmetergroße Blöcke von Orbitolinenkalk im Tertiärkonglomerat an, daß damals sogar schon Urgon freilag. Nach der Oberkreide und vor dem Alttertiär sind also westlich von Aliaga mindestens 650—700 m Sediment denudiert worden, die 3,5 km nordöstlich erhalten blieben. Daraus ergibt sich eine Winkeldiskordanz von wenigstens 10—15°.

Auch am Südrande des Montalbáner Sattels ist eine größere Diskordanz wahrscheinlich. Hier dürfte die Schichtfuge zwischen Mesozoikum und Tertiär später zur Störung umgeformt sein. Bei Segura [E 8] ruht das Alttertiär auf Oberkreide, bei Montalbán [E 8] greift es offenbar auf Rät über, während es 3 km weiter östlich, am Rio Palomar, und bei Castel de Cabras wieder auf Oberalb liegt. Demgegenüber ist gleich südlich von Montalbán und Castel de Cabras die Oberkreide noch erhalten, nördlich von Campos sogar noch Dan.

39) Gleich westlich des Straßentunnels.

Bei Montalbán war also vor dem Oligozän die mesozoische Schichtserie nicht unerheblich gegen Süden abgebogen. Eine Muldenzone begrenzt auch die Westseite des Montalbáner Sattels, wie das Vorkommen von Dan noch nördlich von Segura [D 6] zeigt. Die präoligozäne Mulde von Calatayud [D 6] trennte den Sattel von Montalbán von der Schwelle von Ateca [D 5]. Denn auch dort greift das Alttertiär auf ältere Schichten über.

So ruht es bei Torres (südlich von Ateca [D 5]) unmittelbar auf Paläozoikum (LOTZE 1929 S. 150); bei Torrijo [C 5], wo das Alttertiär auf Kreide liegt, ist es reich an paläozoischen Geröllen. Das läßt eine ziemlich steile voroligozäne Aufwölbung vermuten, die möglicherweise auch von Bruchbildungen begleitet war.

Eine Winkeldiskordanz unter dem Alttertiär ist auf der Westseite der Ateca-Schwelle bei Embid-Cihuela nördlich von Alhama de Aragón [D 5] erschlossen. Die groben Oligozänkonglomerate sind hier schwach diskordant an Oberkreide angelagert⁴⁰⁾, die hier schon präoligozän mit 5—10° nach Westen fiel.

Hinsichtlich des Alters der „vortertiären“ Bewegungen läßt sich für Keltiberien nur aussagen, daß sie nach dem Dan und vor dem Oligozän erfolgten. Sie entsprechen wohl den Orogenesen, die in den benachbarten Katalonischen Küstenketten an der Basis von Bulimus-Schichten und Sannois nachgewiesen sind (SCHRIEL 1929 S. 55).

3. Die Sedimentation des Alttertiärs.

Im folgenden wird versucht, aus der Mächtigkeit und Fazies der paläogenen Sedimente Lage und Gestalt der alttertiären Sedimentationsräume abzuleiten.

Duero-Becken.

Die Mächtigkeit des Alttertiärs im heutigen Duero-Becken ist unbekannt, beträgt aber in der Gegend von Soria [B 4] mindestens einige hundert Meter.

Die verschiedenen Vorkommen zeigen wechselnde Fazies.

Im äußersten Nordwesten beginnt bei Covarrubias—Rio Arlanza [A 1] das Alttertiär über der Oberkreide mit mächtigen Konglomeraten, die keine Schichtung erkennen lassen. Sie enthalten vorwiegend Kreidekalkblöcke von m³-Größe. Daneben finden sich zahlreiche, kopfgroße Gerölle von Quarzkonglomeraten,

40) Siehe G. RICHTER 1930 Abb. 7 S. 83.

roten Sandsteinen und dunklen Mergelkalken des Wealden, wie sie nur nördlich und östlich von Covarrubias [A 1] anstehen (s. Prof. 5, Abb. 19).

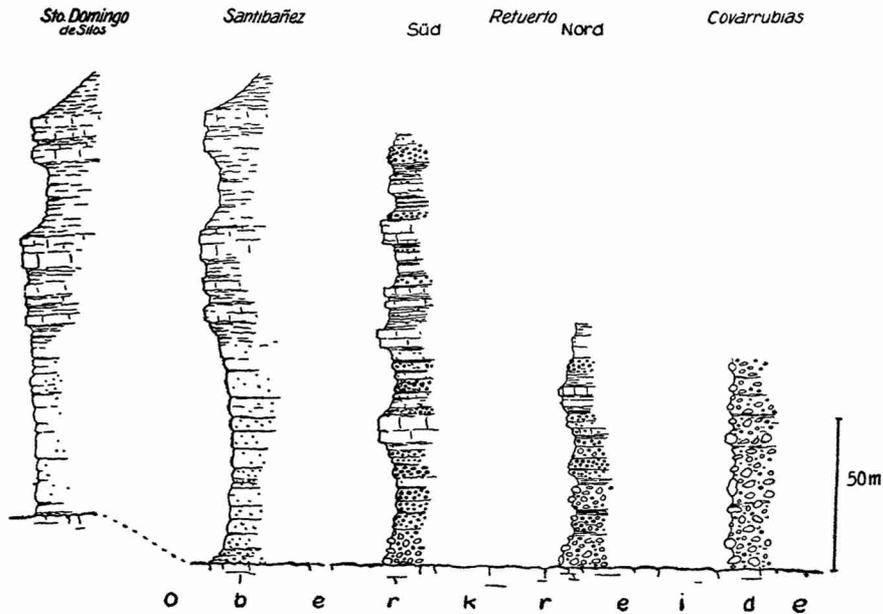


Abb. 19. Faziesprofile des Alttertiärs im östlichen Duero-Becken.

Konglomerate im Norden, d. h. am Rand der Iberischen Ketten; Mergel und Kalke nehmen gegen Süden (links in der Abb.), d. h. beckenwärts, zu.

Schon 3 km südlich dieses Ortes sind die Gerölle beträchtlich kleiner geworden. Zugleich stellen sich zwischen den Konglomeraten braune Sandsteinbänke und Kalke ein. Etwa 2 km südlich Retuerto beobachtet man folgendes Profil (s. Prof. 3, Abb. 19):

- Braune Sandsteine mit Konglomeratbänken.
- 7 m weiße Mergelkalke
- 30 m Sandsteine und rote Tone
- 5 m weißer Kalk
- 20 m Konglomerate, Sandsteine und rote Tone
- 5 m weißer Kalk
- 40 m Konglomerate und Sandsteine.

Liegendes: Oberkreide.

Noch weiter im Süden, bei Santibañez und Sto. Domingo de Silos [B 1] fehlen die Konglomerate ganz. Die Serie beginnt mit 80 m mächtigen rotbraunen Sandsteinen, die von Kalken und hellen Mergeln überlagert werden (s. Prof. 1/2, Abb. 19).

Bei Huerta del Rey [B 1] besteht das Alttertiär aus rotbraunen, feinkonglomeratischen Sandsteinen und roten Mergeln. Dem Alttertiär von Burgo de Osma [C 2] fehlen Konglomerate. Es baut sich aus geringmächtigen Sandsteinen, bunten Mergeln und weißen Kalken auf.

Erst bei Calatañazor [C 3] schalten sich wieder Konglomeratbänke in eine Serie von weißen, z. T. oolithischen Kalken und rötlichen Mergeln ein. Gegen Soria [B 4] zu verdrängen die klastischen Schichten allmählich die Kalke und Mergel. Bei Soria selbst sind Konglomerate mit ungewöhnlicher Geröllgröße aufgeschlossen. Der Schutt besteht zum größten Teil aus Blöcken von Oberkreide-Kalken, daneben sind auch große Wealdensandsteine häufig.

Zwischen Soria und Deza [C 5] treten die Konglomerate etwas zurück; erst bei Deza, Cihuela, Alhama de Aragón [D 5] herrscht der grobe Schutt wieder vor, wenn sich auch hier zwischen zwei klastischen Serien eine Folge von weißen Kalken und Mergeln einschaltet.

Die Faziesdifferenzierung des Alttertiärs im östlichen Duero-Becken läßt also eine Schüttung von Nordosten bzw. Norden deutlich erkennen. Das führt zu dem Schluß, daß die nordwestlichen Iberischen Ketten während des Alttertiärs als Hochgebiet bereits bestanden.

Tajo-Becken.

Das Alttertiär scheint bei Torrelaguna [E 1], Huelves [G 2, 3] und Cuenca [G 4] eine durchschnittliche Mächtigkeit von 150—200 m zu erreichen. Obwohl an diesen Stellen das Jungtertiär fast konkordant das Alttertiär überlagert, dürften hier doch die höchsten Schichten des Alttertiärs im Zusammenhang mit der ersten Aufaltung abgetragen sein. Denn im Cañamares-Tale [E 2] wächst die Mächtigkeit des Alttertiärs nach SCHROEDER auf 500 m, bei Alcalá de Henares [F 1] nach ROYO y GOMEZ sogar auf über 1000 m an.

Deutliche Faziesunterschiede lassen die einzelnen Profile nicht erkennen. Tonig-sandige, anhydritische bzw. gipsführende Mergel herrschen vor. Auch ein geringer Salzgehalt läßt sich mancherorts nachweisen. Daneben treten helle Mergelkalke und Sande bzw. Konglomerate auf. So liegt z. B. bei Huelves [G 2, 3] über der Kreide der Altomira eine kaum 20 m mächtige Folge von roten Tonen und gelben Sandsteinen, Zellenkalken und vereinzelt Kalkkonglomeraten, die mit Sprudelkalken wechsellagern.

Die Basalkonglomerate sind bei Mira [H 6] im südöstlichen

Tajo-Becken bzw. in der Verlängerung der Senke von Ternel-Ademuz sehr mächtig. Sie schließen große Blöcke von Oberkreide ein. Auch 8 km westlich von Sigüenza [D 3] sind im Henares-Tal die schwach überkippten Alttertiär-Konglomerate reich an Kreidekalkgeröllen, deren Durchmesser nicht selten 30 cm überschreitet.

Vielleicht waren also damals die Hesperischen Ketten schon schwach aufgewölbt. Wichtig ist in dieser Hinsicht, daß sich auch unter den etwa 80 m mächtigen Süßwasserkalken des Unteroligozäns von Baides [E 3] (s. S. 52) Konglomerate mit faustgroßen Kalkgeröllen finden. Selbst nach der Ablagerung der mächtigen Gipsmergel waren also noch erhebliche Reliefunterschiede in der Nachbarschaft vorhanden. Da bei Alcalá de Henares [F 1] diese grobklastischen Schichten fehlen, liegt es nahe, auch die Gerölle von Baides aus der Guadarrama bzw. den Hesperischen Ketten herzuleiten.

Ebro-Becken.

Im nordwestlichen Teile des südlichen Ebro-Beckens erreicht das Alttertiär die größte Mächtigkeit, die wir am Rand der Keltiberischen Ketten messen konnten. Sie beträgt zwischen Arnedo und Arnedillo [A 4] wohl 1000 m.

In der Nachbarschaft des Gebirges enthalten die Konglomerate des Alttertiärs vorwiegend groben Oberkreideschutt, der auf Oberalb ruht (Préjano, Turruncún [A 4]). Beckenwärts nimmt die Geröllgröße ab. Es stellen sich Sandsteine mit Mergeln und Kalkbänken ein, wie z. B. nördlich von Arnedo [A 4].

Eine ähnliche Faziesverzahnung ist im Süden von Zaragoza [C 7] zu erkennen. Südlich von Belchite [D 8] (d. h. im Becken selbst) liegen bunte Mergel mit Gips in zusammen 100 m Mächtigkeit unmittelbar auf Jura. In dem — dem Gebirge näheren — Alttertiär von Moneva [D 8] stellen sich konglomeratische Sandsteine ein, die mit roten Tönen und bunten Mergeln wechsellagern. Noch weiter südlich überwiegen bei Cariñena und Blesa [D 8] die Konglomerate gegenüber den Mergeln, die nur noch vereinzelte Kalkbänke einschließen.

Die konglomeratische Randfazies des Alttertiärs begleitet den Fuß der Niederaragonischen und Katalonischen Ketten. Sie weist darauf hin, daß bereits im Alttertiär hier Denudationsgebiete bestanden, die ihren Detritus ins sinkende Ebro-Becken schütteten.

Becken von Calatayud.

Im Alttertiär des Beckens von Calatayud [C, D, E 5–7] konnte keine Faziesdifferenzierung nachgewiesen werden. Zwischen zwei

vorwiegend konglomeratischen Abteilungen liegen hier Gipsmergel und weiße Kalke ähnlich wie im Oligozän nördlich von Alhama de Aragón [D 5] und im Alttertiär von Campos [E 8].

Folgerungen.

Ans der Lagerung der Schichten unter dem Alttertiär ist ersichtlich, daß die postkretazisch-präalttertiären Bewegungen noch einmal zu einem weiteren Aufstieg der randlichen Massen gegenüber dem Keltiberischen Trog geführt haben (vgl. Taf. 2, Fig. 7).

Andererseits weisen Fazies und Mächtigkeit der alttertiären Sedimente bereits auf eine vollständige Umkehr der Bewegungstendenz im Paläogen hin. Das Keltiberikum, das so lange ein sinkender Trog war, erscheint erstmalig als schuttlieferndes Denudationsgebiet. Die benachbarten ehemaligen Hochgebiete werden zu Randsenken umgestaltet, in denen sich der Detritus des aufsteigenden „Orogens“ zu erheblicher Mächtigkeit sammelt: der sinkende Kastilische Schelf wird im Alttertiär zum Tajo-Becken, die untertauchende Aragonische Masse zum Ebro-Becken. Auch die alte Schwelle von Ateca verhält sich ähnlich wie die großen Massen. Sie sinkt zwar nicht in ihrer Gesamtheit, aber in ihrer Mitte entsteht doch das Becken von Calatayud.

b) Das Jungtertiär.

Im kontinentalen Jungtertiär Keltiberiens und seiner Nachbargebiete sind Sarmat und Pont durch Fossilien belegt. Abgesehen von den zentralen Teilen der großen Randsenken breitet sich das Jungtertiär diskordant über den fertigen Faltenbau der Keltiberischen Ketten.

1. Bewegungen vor dem Jungtertiär (Hauptfaltung des Keltiberikums).

Das fossilführende Oligozän von Baides und Montalbán (s. S. 52 ff.) ist noch von der Faltung betroffen worden, das Jungtertiär dagegen im allgemeinen nicht mehr. Die sich so ergebende Diskordanz ist in ganz Keltiberien nachzuweisen. Besonders klar erschlossen sahen wir sie an folgenden Punkten:

- Duero-Becken: Am Río Arlanza, 5 km östlich Covarrubias [A 1]
bei Nódalos [C 3] ca. 25 km WSW Soria
- Tajo-Becken: am Río Henares, 10 km SW Sigüenza [D 3]
La Puerta-Viana, 8 km südlich von Trillo [E 3]
Baño de Trillo [E 3]

- Cuenca und Chillarón [G 4]
 2 km östlich Alocén [F 3]
 Ebro-Becken: 2 km östlich Ribafiecha [A 4]
 4 km nördlich Arnedo [A 4]
 bei Préjano [A 4]
 zwischen Villanueva de Huerva und Tosos [C 7]
 3 km SW Belchite [D 8]
 4 km nördlich Moneva (vgl. ROYO Y GOMEZ 1926 Fig. 5)
 [D 8]
 3 km östlich Alloza [D 9]
 1 km NE Andorra [D 9]
 südlich Alcorisa [E 9]
 bei Cañada de Verich [E 10]
 Las Cuevas de Cañart [E 9]
 Becken von Calatayud, Teruel-Ademuz-Mira u. kleinere Senken:
 SE Segura de los Baños [E 8]
 Zwischen Portalrubio und Vivel del Rio [E 8]
 1 km SE Mira [H 6]
 3 km westlich Aliaga [E 8]
 7 km SW Ejulve [E 8]
 u. a. m.

Leider erlaubt die Fossilarmut der kontinentalen Sedimente nicht den Nachweis, daß alle diese Diskordanzen tatsächlich der gleichen Bewegungsphase entsprechen. Da die Hauptfaltung sich im Valencianischen nach R. BRINKMANN (1931) als postoligozän und präburdigal erweist und weiter W. SCHRIEL (1928 S. 58) in den Katalonischen Küstenketten eine erhebliche Diskordanz zwischen Oligozän und Burdigal feststellte, wird man auch für Keltiberien wohl ein gleiches Alter annehmen dürfen.

Die Hauptfaltung der Keltiberischen Ketten fällt also wahrscheinlich in die savische Phase.

2. Die Sedimentation des Jungtertiärs.

a) Die Ablagerungsräume.

Die heutige Verbreitung des kontinentalen Jungtertiärs in Keltiberien entspricht etwa dem Sedimentationsbereich. Ein Blick auf die Karte lehrt, daß vor allem die großen Randsenken den Schutt der aufsteigenden Keltiberischen Ketten aufgefangen haben. Die Senkungstendenz dieser Räume, die im Alttertiär so ausgeprägt war, ist auch im Jungtertiär noch nicht erloschen.

Gegenüber diesen tektonischen Becken tritt die Bedeutung der Hohlformen, die durch die Ausräumung wenig widerstandsfähiger Schichten geschaffen wurden, zurück. Die Ausräumungsbecken erreichen nicht entfernt die Ausdehnung der tek-

tonischen Senken. Auch die Mächtigkeit der miozänen Sedimente bleibt hier gering, während sie im Tajo- und Ebro-Becken immerhin 400 m und mehr erreicht.

Inmitten der großen Randsenken liegt das Jungtertiär konkordant und ohne scharfe Grenze auf dem Alttertiär. An den Beckenrändern greift es dagegen auf ältere Schichten über. Meist ist hier der Sedimentation des Jungtertiärs eine beträchtliche Denudation vorausgegangen. Oft sind z. B. die leicht zerstörbaren Schichten des Alttertiärs ausgeräumt worden, so daß die festen mesozoischen Kalke des Beckenrandes herauspräpariert wurden. So begrenzen häufig die großen prämiozänen Flexuren den Sedimentationsraum des Jungtertiärs.

β) Faunistisch-stratigraphische Gliederung der Sedimente.

Man spricht von einem „Normalprofil“ des kontinentalen spanischen Jungtertiärs: die groben Konglomerate an der Basis sollen dem Torton, die Gipsmergel darüber dem Sarmat und die hangenden Süßwasserkalke dem Pont angehören.

Das Pont wies man vielerorts durch Funde von *Hipparion gracile* und *Mastadon longirostris* nach; *Potamides tricinctum*, *Testudo bolivari* und *Anchitherium* sprechen für Sarmat; als Torton bezeichnete man die Schichten, die unter dem Sarmat liegen.

Diese stratigraphische Deutung trifft wohl weitgehend zu.

γ) Faziesdifferenzierung innerhalb des Sedimentationsraumes.

Spätere Studien haben aber deutliche Faziesdifferenzierungen in allen größeren Tertiärbecken aufgezeigt. Überall lagert sich an den Beckenrand eine meist rote, klastische Randfazies an, die beckenwärts in graue Tone und Gipse, bzw. Kalke übergeht. Im Beckeninnern ist es nicht selten zur Ablagerung von Salzen gekommen.

Die Randfazies.

Am Beckenrand sind die Sedimente „unvollkommen klassiert“. Sie zeigen eine „unregelmäßige Mischung von grobkörnigen und grobstückigen Bestandteilen innerhalb der einzelnen Bank und sodann relativ geringe Abrollung der einzelnen Bruchstücke“ (KAISER 1927). Diese Sedimente bezeichnet E. KAISER als Fanglomerate. Sie sind der Gehängeschutt des Beckenrandes.

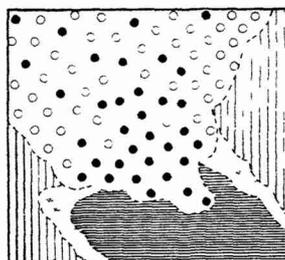
Die Zusammensetzung der Gerölle entspricht dabei dem in der Nachbarschaft anstehenden Gestein. Wo das Ufer vorwiegend aus

Jura- und Kreidekalken gebildet wird — wie zumeist am Saum der Keltiberischen Ketten —, bilden grobe Kalkbrekzien die Randfazies des Jungtertiärs. Wo in der Umgebung Paläozoikum ansteht — wie z. B. im Becken von Calatayud —, herrscht Schiefer- und Quarzitschutt im Miozän vor. Am Südfuß des Grundgebirgsaufbruches der Guadarrama bestehen die Fanglomerate aus kristallinen Rollstücken, an der Sra. de Toledo aus dem umgeschwemmten bauxitähnlichen Zersetzungsprodukt der Granite. Ein Beispiel für die deutliche Beziehung der Miozän-Gerölle zum Gestein des Hinterlandes ist in Abb. 20 dargestellt.

Abb. 20. Die Geröllführung des Miozäns südlich von Los Ausines (südöstlich von Burgos) [A 1].

Dicht schraffiert: Wealden, punktiert: Oberalb, weit schraffiert: Oberkreide; dicke Punkte: Wealdengerölle, Kreise: Oberkreidekalk-Gerölle im Miozän.

ca. 1 : 200 000.



Primäre Schrägschichtung in den Konglomeraten, Spuren subaquatischer Rutschung, tiefe Auskolkungen in den abgelagerten Sedimenten, Holzreste und Kohlen (Ademuz [G 7]) sind für die Randfazies bezeichnend. Ihre Breite schwankt zwischen einigen Metern und mehreren Kilometern.

Kleine Berge inmitten der Becken lieferten natürlich kaum Detritus. So ragt z. B. wenige Kilometer nördlich von Belchite [D 8] eine Jurakalk-Klippe mitten in die Gipse des Jungtertiärs hinein, ohne daß sich in ihrer Umgebung die Fazies des Tertiärs irgendwie änderte (Abb. 23 S. 65). — Aus den gebirgigen Ketten stießen dagegen mächtige Schuttlagen in die Becken vor. Derartige Verhältnisse ergeben sich besonders klar aus der Geröllanalyse des Jungtertiärs im Norden der Sierra de la Demanda. Etwa 25 km östlich von Burgos erhebt sich aus dem Miozän des Ebro-Beckens der Kreidesattel der Sierra de Atapuerca. Die umgebenden Tertiärkonglomerate zeigen überwiegend paläozoisches Schuttmaterial; nur in der nächsten Nachbarschaft der Kreide herrschen Kalkgerölle vor (Abb. 21). — Der kristalline Schutt des Kastilischen Hochgebietes wurde sogar bis nach Cuenca [G 4] verfrachtet, d. h. bis zum Ostrand des Tajo-Beckens.

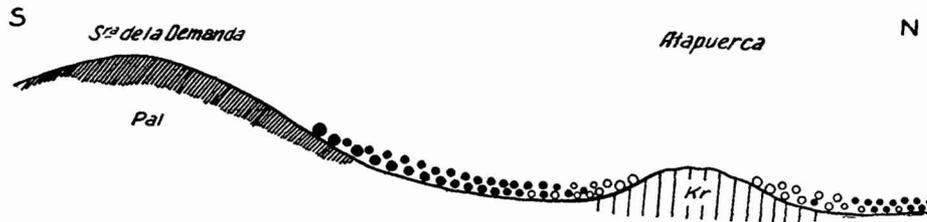


Abb. 21. Die Geröllschüttung der Demanda.

Die hochaufragende Demanda schüttete ihre Gerölle über kleinere Erhebungen des Beckens hinweg nach Norden.

Schwarze Kreise: Palaeozoische Gerölle. Weiße Kreise: Mesozoische Kalkgerölle.
Pal Palaeozoikum, Kr Kreide.

Die Beckenfazies.

Meist nehmen Abrollung, Zerkleinerung und Schichtung des Materials beckenwärts rasch zu. Tonige bzw. kalkige Zwischenlagen mehren sich und schließen sich immer enger zusammen, bis schließlich die klastische Fazies von der chemischen ganz verdrängt ist (Abb. 22 u. 23). Im Beckennern kam es zu reichlicher Ausfällung von Gips. Häufig treten auch Salze auf. So finden sich z. B. nordöstlich von Aranjuez im Tajo-Becken [H 1] Linsen von Steinsalz, Glauberit, Mirabilit und Thenardit. Der Glauberit wird stellenweise (Cienporcueros) bis zu 12 m mächtig.



Abb. 22. Fazieswechsel im Jungtertiär des Tajo-Beckens, südlich von Aranjuez.

Am Beckenrand ist das Miozän wie auch das Pont sandig-konglomeratisch (Kreise und Punkte). Beckenwärts nehmen rote Tone überhand, die ihrerseits von graugrünen gipsführenden Mergeln abgelöst werden (horizontale Striche).

Im nordöstlichen Tajo-Becken treten die Sulfate gegenüber den Karbonaten zurück. Offenbar stammt der Kalkgehalt aus den Hesperischen Ketten, wo während des Miozäns weite Flächen von Kreide- und Jurakalken der Abtragung ausgesetzt waren.

In allen jungtertiären Sedimentbecken Keltiberiens lassen sich derartige Faziesänderungen beobachten⁴¹⁾. Die Gleichaltrigkeit der verschiedenartigen Sedimente — Konglomerate am Beckenrande,

41) Vgl. hierzu LOTZE 1928.

Sande und Tone weiter im Innern und schließlich Kalke und Gipsmergel im Beckenzentrum — ergibt sich aus der Verzahnung der Sedimente und ihrer konkordanten Überlagerung durch den pontischen Süßwasserkalk.

Die grobklastischen Schichten des Jungtertiärs treten also nicht nur an der Basis auf, sondern vertreten randlich auch höhere Schichten. Ebenso erscheinen gipsführende Mergel und Kalke gelegentlich schon in den tiefsten Schichten, wie z. B. bei Priego [F 4], wo sie unter den Basalkonglomeraten ruhen. Trotzdem läßt sich nicht verkennen, daß die Folge

- Süßwasserkalke
- Gipsmergel
- klastische Basalbildungen

in allen größeren Becken des spanischen Meseta wiederkehrt.

Das Normalprofil des Jungtertiärs kann somit nicht durch lokale Verhältnisse bedingt sein. HERNANDEZ-PACHECO glaubt, daß eine allmähliche Klimaänderung zur Erklärung genüge. In der Tat sind in den spanischen Tertiärbecken niemals Gips- oder gar Salzablagerungen des Pont bekannt geworden, während sie doch im Sarmat noch weit verbreitet sind. Auch Fauna und Flora des Pont scheinen ein kühleres, regenreiches Klima im Vergleich zu der trockenen Hitze des Sarmat anzuzeigen. Aber das vermag noch nicht das Fehlen klastischer Ablagerungen im Pont zu erklären, denn solche sollte man bei sonst gleichbleibenden Verhältnissen doch gerade beim Feuchterwerden des Klimas erwarten.

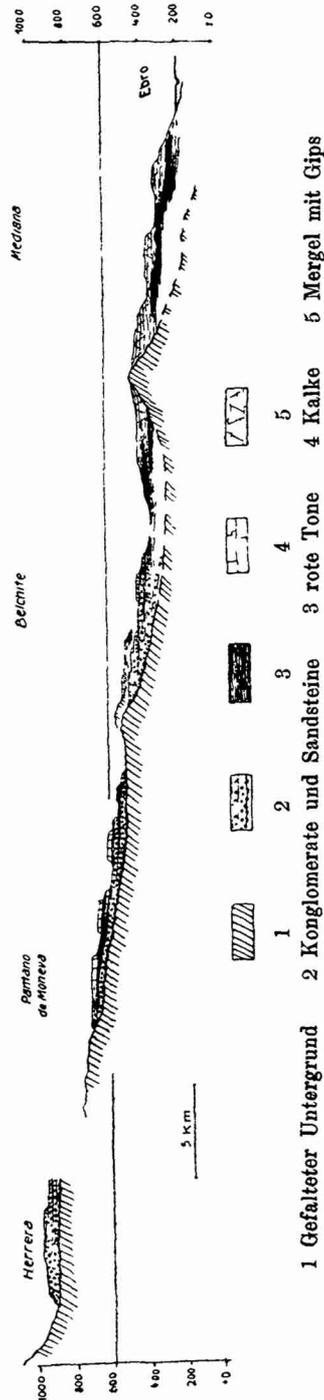


Abb. 23. Fazieswechsel im Jungtertiär des Ebro-Beckens zwischen dem Ebro bei Zaragoza und der Sierra de Herrera.

Die Abnahme der Reliefenergie im Verlauf des Jungtertiärs.

Das tief eingeschnittene Tal des Rio Henares bei Sigüenza (Abb. 33 S. 79) zeigt, daß das übergreifende Jungtertiär ein altes Relief begraben hat, dessen Klippen und Schluchten infolge der raschen Zuschüttung vortrefflich erhalten geblieben sind.

Bei eingehender Betrachtung ergibt sich, daß die morphologische Gestaltung des alten Reliefs einmal bedingt ist durch die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine. Die Ausräumung schritt in den lockeren Sanden der Unteren Kreide oder in den Tonen des Keupers ungleich rascher vorwärts als in den festen Kalken der Oberkreide bzw. des Jura. Daher folgen die Täler wie heute den leicht zerstörbaren Schichten (vgl. Abb. 24).

Andererseits ist aber auch eine gewisse Unabhängigkeit der Oberflächen-gestaltung von den petrographischen Faktoren bemerkbar. Das Miozän ruht auf einer Einebnungsfläche, die den tektonischen Bau kappt. Diese Verebnung ist weit höher als die, die unter dem Jungtertiär im Tajo-Becken erscheint. Bei Sigüenza ist also eine deutliche prämiozäne Rumpftreppe erkennbar. Es liegt nahe, sie mit den fossilen Inselbergen zu vergleichen, wie sie BRINKMANN jüngst beschrieben hat.

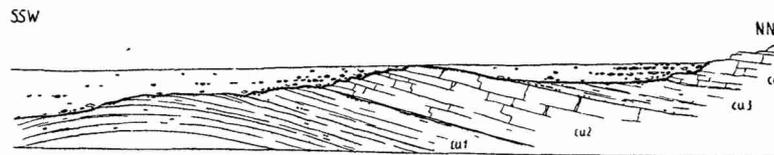


Abb. 24. Schichtstufenlandschaft unter dem Jungtertiär
von Cortes [G 8].

cu₁ Wealden, cu₂ Urgon, cu₃ Oberalb, co Oberkreide.

In ähnlicher Weise erfüllen Ablagerungen des Jungtertiärs bei Jaulín (30 km südlich von Zaragoza) und bei Cardenete [H 6] tiefe prämiozäne Ausräumungstäler im Keuper; steile Jurakalkfelsen umschließen allseitig die Becken. Auch im Valencianischen liegen nach BRINKMANN (1931 S. 88) „die Hauptsammelbecken des Tertiärs auf Keuper, während die schuttliefernden Randketten aus jüngerem Mesozoikum bestehen“⁴²⁾.

Analoge Verhältnisse beschreiben E. SCHROEDER und W. SCHRIEL: auch in ihren Arbeitsgebieten ruht das Jungtertiär vielfach in Ausräumungsbecken innerhalb des Keupers. Ebenso ist das Miozän von Muniesa [D 8] in tiefe Wannen gebettet, die in den lockeren Schichten der Unteren Kreide ausgehoben sind.

42) BRINKMANN schloß allerdings daraus auf eine Umkehr der Bewegungstendenz derart, daß die Keuperhorste im Jungtertiär wieder zurücksackten. Für die von uns bearbeiteten Gebiete dürfte jedoch dieser Schluß nicht zwingend sein. Wir möchten statt an isostatische Kompensationsbewegungen (BRINKMANN S. 70) an einfache Ausräumung denken.

Da derartige Beispiele in Keltiberien also sehr häufig sind, so muß die Reliefenergie zu Beginn des Miozäns recht erheblich gewesen sein.

Örtlich war sie größer als heute. Denn in dem aufgerichteten Miozänschutt am Südfuß der Guadarrama finden sich westlich von Torrelaguna [E 1] kristalline Blöcke, die viele Kubikmeter groß werden und die Komponenten der heutigen Alluvionen weit übertreffen.

Derartige Riesenbrekzien haben zuweilen zu der Annahme einer Gleichzeitigkeit von Orogenese und Sedimentation geführt. So haben auch FALLOT & BATALLER die Vermutung ausgesprochen, daß die langgestreckten Tertiärmulden Niederaragons den Schutt der aufsteigenden Sattelachsen auffingen.

Wir kennen dort besonders zwei Fälle, die eine solche Annahme zu begründen scheinen:

1. 5 km südöstlich von Aguaviva ruhen an der Straße nach Morella diskordant auf dem Wealden grobe tertiäre Kalkbrekzien, die größtenteils den Abhangschutt des benachbarten Jura-Sattels darstellen. Das Einfallen der Fanglomerate beträgt an der Basis etwa 25°, wird aber im Hangenden merklich flacher und ist bei den höchsten Bänken nur noch etwa 12°.

2. Ähnlich ist es bei Alcorisa. Hier haben FALLOT & BATALLER sowie HAHNE bereits erkannt, daß das jüngere Tertiär über gefaltete Kreide hinweggreift, obwohl es anscheinend mit samtlichen Übergängen mit dem aufgerichteten Tertiär verbunden ist, wie alle drei Autoren hervorheben und auch wir nur bestätigen können. —

In gleicher Weise sind im Tajo-Becken bei Bad Trillo (Abb. 26) an einem klar erschlossenen Sattel die älteren Schichten des Tertiärs deutlich steiler gestellt als die jüngeren. Die eigenartigen Sedimentationsverhältnisse können am besten als Anlagerung an einem wachsenden Sattel⁴³⁾ verstanden werden. Gewiß brauchen die tiefsten Schichten nicht tektonisch aufgerichtet zu sein, da ja auch primär derart steile Schüttungswinkel erreicht werden, aber im allgemeinen pflegen doch die kontinentalen Ablagerungen Keltiberiens einfach am Beckenrand abzustoßen.

Wenn somit auch ein bündiger Beweis für die synogene Sedimentation gewisser jungtertiärer Riesenbrekzien Keltiberiens noch nicht erbracht ist, so bleibt doch die Vermutung unwiderlegt, daß in gewissen Fällen neben der Anlagerung auch schwache tektonische Bewegungen während der Sedimentation eine Rolle gespielt haben, wodurch Reliefunterschiede im älteren Jungtertiär immer wieder aufs neue geschaffen wurden.

Im jüngeren Jungtertiär erlahmt jedoch die Reliefenergie. In den Randgebieten des Tajo-Beckens [H 1 und F 4], in der südlichen Teruel-Senke bei Moja [H 7], im Becken des Rio Mijares

43) Aus seinem Kern kommen die Solquellen von Bad Trillo.

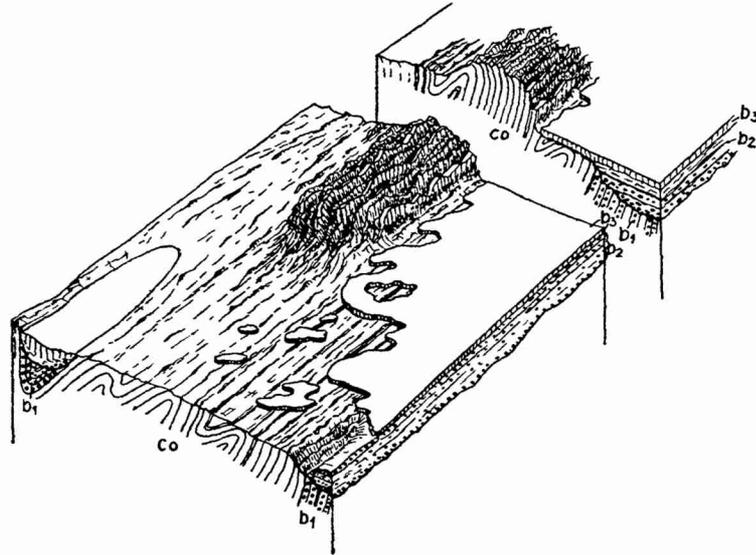


Abb. 25. Vorpontische Einebnung am Rande des östlichen Duero-Beckens westlich von Soria [B 4].

Schematische Darstellung der Berge Hinodejo [C 3] und San Marcos, gesehen von SSW. Die gegenüber den Kalken der Oberkreide relativ wenig widerstandsfähigen Konglomerate des Alttertiärs wurden vor der Sedimentation des Miozäns ausgeräumt. Das Ufer des Miozäns bildete die pramiozäne Beckenrandflexur. Die aufgerichteten Kreidekalke wurden während des Miozäns bis auf einige Inselberge eingeebnet. Die Rumpffläche wurde von dem pontischen Süßwassersee überflutet und mit Kalk bedeckt, der bis an den Fuß der Inselberge heranreicht. Heute ist die vorpontische Einebnungsfläche wieder größtenteils aus dem Pliozänkalk herauspräpariert.

In einem Ausraumungsbecken lag bei Calatañazor (ganz links) im Miozän ein kleiner, schilfbewachsener See, dessen Sedimente kaum Ähnlichkeit mit denen des Duero-Beckens aufweisen.

co Oberkreide, b₁ Alttertiär, b₂ Miozän, b₃ Pont.

bei Barracas [E 8], ja an fast allen Beckenrändern greift das Pont über den Sedimentationsraum des Miozäns hinaus (vgl. Abb. 25). Die Becken, die im Sarmat noch getrennt waren, verschmolzen zum Teil im Pont. Trotz dieser übergreifenden Lagerung ist das Pont nur ausnahmsweise einmal konglomeratisch: die Reliefenergie kann also nicht mehr erheblich gewesen sein. Tatsächlich sind an die Pont-Vorkommen ausgedehnte Verebnungen gebunden. Sie dürften schon vorpontisch angelegt sein (Abb. 25), wenn sie auch später vielfach wieder herauspräpariert wurden. Nur wenige Inselberge überragen die große Rumpffläche.

Die Keltiberischen Ketten scheinen also im Pont weitgehend eingeebnet gewesen zu sein. Die Reliefenergie erreichte damals ihr Minimum.

(1134)

Zusammenfassung.

Die Deutung des „Normalprofiles“.

Die regionale Verbreitung des „Normalprofils“ des spanischen Jungtertiärs erklärt sich einmal klimatisch, wie HERNANDEZ-PACHECO gezeigt hat. Hohe Temperatur und geringe Niederschläge sind für die Gips- und Salzvorkommen des Sarmat Voraussetzung. Die pontischen Süßwassertalke verlangen dagegen ein mehr humides Klima. Wenn trotzdem die pontischen Sedimente relativ arm an klastischen Einschaltungen sind, so erklärt sich dieses tektonisch, nämlich aus der allmählichen Abnahme der Reliefenergie, derzufolge die Keltiberischen Ketten im Pont weitgehend eingeebnet waren⁴⁴).

3. Jüngere orogene Bewegungen.

Das Mio-Pliozän liegt in Keltiberien meist flach. Nur gelegentlich lassen sich noch jüngere orogene Bewegungen nachweisen. Auf sie hat vor allem ROYO Y GOMEZ aufmerksam gemacht.

Tajo-Becken.

Besonders im Tajo-Becken sind sie klar erkennbar. Am Guadarrama-Abbruch ist das Jungtertiär westlich von Torrelaguna [E 1] noch bis zur Senkrechten aufgerichtet⁴⁵) (Abb. 33). Bei Baides [E 3] (vgl. SCHROEDER) ist Jung- und Alttertiär im konkordanten Verbande von Verwerfungen und Flexuren betroffen worden. Bei Alcantud [F 4] (Abb. 26) ist der jungtertiäre Gehängeschutt um 40° gekippt. In ähnlicher Weise ist das Jungtertiär bei Priego [F 4] (Abb. 26) noch von der Bewegung ergriffen, quartäre Kalktuffe stoßen diskordant an aufgerichteter jungtertiärer Seekreide ab, die sich anscheinend in einer tektonischen Senke (Vormulde?) am Fuß der Hesperischen Ketten gebildet hat. Auch bei Cuenca [G 4] sind die miozänen Fanglomerate noch von der Aufwölbung des Keltiberikums betroffen worden (Abb. 26).

Bei Cuenca und Chillarón [G 4] erweisen sich die jungen Bewegungen als posthume Nachkömmlinge der prämiozänen Hauptfaltung: im Júcarprofil (südlich von Chillarón) greift das Jungtertiär diskordant über einen Kreide- bzw. Alttertiär-Sattel hinweg, der nach dem Jungtertiär zum zweiten Male aufgewölbt wurde (Abb. 26).

44) Wir kommen also zu demselben Schluß, zu dem LOTZE bereits 1929 auf Grund seiner Untersuchungen im Becken von Calatayud gekommen war.

45) Der morphologisch sehr klare Abbruch legt die Annahme nahe, daß auch heute noch die Aufwölbung der Guadarrama andauert.

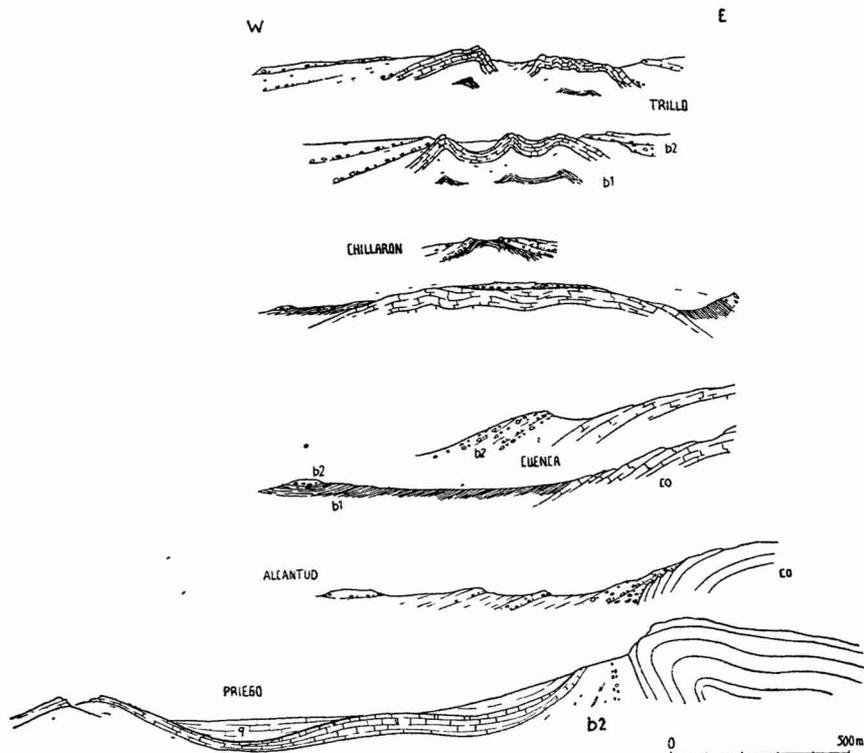


Abb. 26. Vor- und nachmiozäne Bewegungen im Tajo-Becken.

Oben der Sattel von Trillo [E 3]. Mitte Achse von Chillarón [G 4]. Unten Flexuren von Cuenca [G 4], Alcantud [F 4] und Priego [F 4].
co Oberkreide, b₁ Alttertiär, b₂ Jungtertiär, q Quartär.

Auch die Altomira-Achse [F 3—H 3] ist in mehreren Phasen entstanden: 2 km nordöstlich von Alocén [F 3] lagert das Jungtertiär diskordant auf einem älteren Sattel von Oberkreide und alttertiären Gipsmergeln, ist aber seinerseits noch aufgerichtet worden (so stehen bei Sacedón [F 3] die Basalkonglomerate des Jungtertiärs senkrecht, während sie bei Huelves [G 3] von Kreide überschoben sind).

Die Frage, ob die Aufwärtsbewegung der Faltenketten im Tajo-Becken nach der vormiozänen Faltung vorübergehend zum Stillstand gekommen war oder ob sie stetig bis heute anhielt, läßt sich zunächst aus den Sedimentationsverhältnissen des Jungtertiärs beantworten. Aus dem Reichtum der jungtertiären Konglomerate an kristallinen Geröllen noch am Fuß der Hesperischen Ketten

geht hervor, daß zur Zeit der Sedimentation die Achsen nahezu eingeebnet waren, d. h. daß ihre Aufwärtsbewegung zeitweise ruhte.

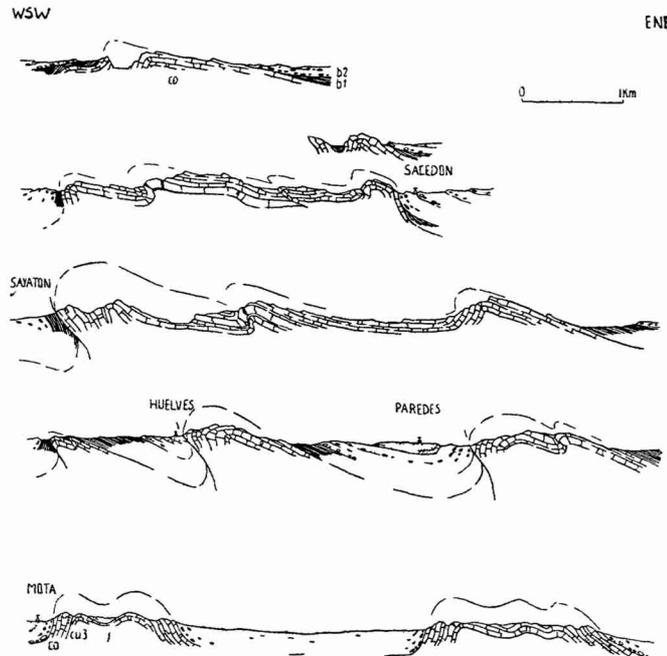


Abb. 27. Profile durch die Altomira-Achse [F 3, G 3].

Man beachte die intensive postmiozäne Bewegung sowie die Vergenz nach Westen.
j Jura, cu Oberalb, co Oberkreide, b₁ Alttertiär, b₂ Jungtertiär.

Zu dem gleichen Resultat führen auch morphologische Betrachtungen. Eine deutliche Verebnung kappt bei Alcántud [F 4] und Priego [F 4] die jungtertiären Tafeln des Tajo-Beckens samt den postmiozän gefalteten Achsen⁴⁶⁾. Auch die Bildung dieser Verebnung ist nur bei tektonischer Ruhe möglich.

Es ergibt sich somit folgendes Schema für die jungen Bewegungen im Tajo-Becken:

- | | |
|-----------------------------|---|
| 4. Tektonische Ruhepause. | Hauptverebnung. |
| 3. Nachmiozäne Faltung. | |
| 2. Tektonische Ruhepause. | Verebnung und Sedimentation des Jungtertiärs. |
| 1. Vormiozäne Hauptfaltung. | |

Nicht überall ist im Tajo-Becken die Intensität der jüngeren Orogenese die gleiche.

46) Wenn also heute manche Kreidesättel weithin verfolgbare Höhenzüge innerhalb des Tajo-Beckens bilden, die von engen Durchbruchstätern gequert

In der Altomira-Kette, also inmitten des Tajo-Beckens, sind die postpontischen Bewegungen überall zu beobachten und stehen den prämiozänen an Intensität kaum nach. Am Rande des Tajo-Beckens sind sie dagegen weniger häufig und weniger stark. In den Hesperischen Ketten läßt sich die jüngere Faltung nur vereinzelt nachweisen (Abb. 28). Hier ist die Faltung überwiegend schon prämiozän. Besonders groß ist der Gegensatz zwischen der vormiozänen Tektonik des Beckenrandes und der nachmiozänen Tektonik im Beckeninnern in der Nordostecke des Tajo-Beckens. Hier erkannte schon SCHROEDER (1930 S. 178), daß die Faltung beckenwärts wandert.

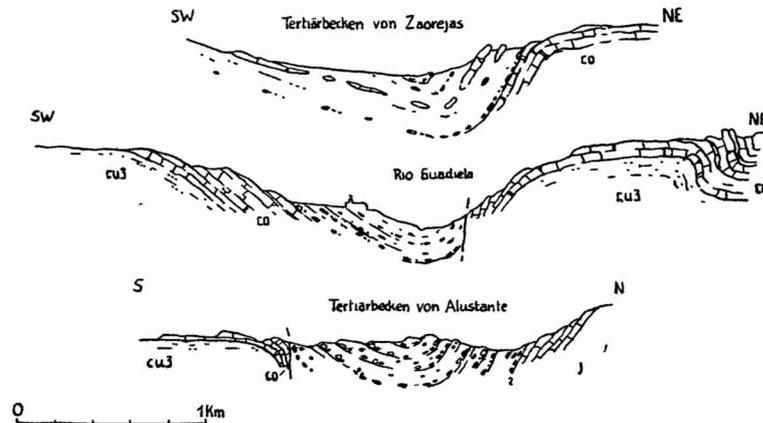


Abb. 28. Die vereinzelt Vorkommen gestörter Jungtertiär-Konglomerate in den Hesperischen Ketten.

j Jura, cu₃ Oberalb, co Oberkreide, daran anlagernd: Jungtertiär.

Ebro-Becken.

Auch im Ebro-Becken lassen sich mancherorts schwache postmiozäne Bewegungen nachweisen.

So greifen z. B. südöstlich vom Moncayo [B 5] über Trasobares—Tierga bis in die Gegend von Morata/Jalón Konglomerate des Mio-Pliozäns zwar auf Überschiebungen vom Alter der Hauptfaltung über, sind aber ihrerseits über diesen Störungen in flache Mulden gelegt. Das spricht für schwache, zur prämiozänen Faltung posthume Bewegungen nach dem Pont.

werden, so ist doch darum nicht die heutige Oberflächengestaltung das Ergebnis der postmiozänen Faltung, sondern der viel jüngeren Ausräumung, der die lockeren Sedimente der Tertiärmulden weniger Widerstand entgegengesetzten als die festen Kreidekalke der Achsen. — Die Durchbruchstäler sind nicht antezedent, sondern epigenetisch.

An der Straße zwischen La Almunia und El Frasno [C 6] grenzen Jungtertiär-Konglomerate⁴⁷⁾ mit einer Störung gegen Paläozoikum. Auch hier dürfte es sich nur um schwache Nachklänge der Hauptfaltung handeln.

In den Niederaragonischen Ketten ist das Jungtertiär meist ungestört geblieben. Da es sich hier jedoch besonders schwer vom Alttertiär unterscheiden läßt, ist es nicht ausgeschlossen, daß manche gestörten Konglomerate zu Unrecht als Alttertiär gedeutet werden.

Wir halten stärkere postmiozäne Bewegungen an folgenden Punkten des Ebrobecken-Südrandes für möglich:

Die Konglomerate, über die der Jura der Ginebrosa-Achse bei Cañada de Verich [E 10] überschoben ist, dürften dem Jungtertiär angehören, da sie in das Miozän des Ebro-Beckens überzugehen scheinen. — Das gleiche gilt für die gestörten Konglomerate westlich Mas de las Matas [E 9]. Offenbar dieselben Schichten ruhen östlich von Aguaviva [E 10] mit 45° diskordant auf dem Mesozoikum, was für jungtertiäres Alter spricht. — Weiterhin sind die Konglomerate und Süßwasserkalke, die dem Paläozoikum des Puig Moreno [D 10] auflagern, bis zur Senkrechten aufgerichtet. Sie gehen, ohne daß eine Winkeldiskordanz nachgewiesen werden konnte, in das Miozän von Zaragoza [C 7] über.

Kleinere Jungtertiärbecken⁴⁸⁾.

Im Becken von Calatayud [D 6] ist das Jungtertiär nur schwach eingemuldet worden. Auch in der Senke von Teruel—Ademuz—Mira [F, G, H 7] sind nur selten stärkere postmiozäne Bewegungen nachweisbar. So ist das Miozän östlich von Mira [H 6], das diskordant das Alttertiär bedeckt, noch leicht gefaltet worden. Die Sattelflügel sind bis zu 20° aufgerichtet. — Am Rande des Beckens ist das Jungtertiär mancherorts an älteren Störungen posthum geschleppt, wie z. B. östlich und nordwestlich von Ademuz [G 7]. Kleinere Verwerfungen beobachtet man südlich von Teruel [F 7].

47) Wir sprechen diese Konglomerate deshalb als jungtertiär an, weil sie ganz den petrographischen Habitus der Miozän-Konglomerate zeigen, d. h. aus lose verbackenen Quarzitgeröllen bestehen, während das Alttertiär dieses Gebietes fast ausschließlich mesozoische Kalkgerölle enthält, die fest miteinander verkittet sind.

48) Aus dem Duero-Becken beschreibt ROYO Y GOMEZ (1926) Faltung und Aufrichtung des Jungtertiärs im Gebiet von Burgos. Postpontische Bewegungen mögen hier wie in anderen Becken stattgefunden haben. Doch könnte es sich u. E. an manchen dieser Stellen um aufgerichtetes Alttertiär handeln.

4. Die jungpliozäne Aufwölbung des Keltiberikums.

Neben den engbegrenzten, fast ganz auf die Becken und deren Ränder beschränkten Erscheinungen postmiozäner Orogenese lassen sich in Keltiberien junge weitspannige Verbiegungen nachweisen.

Im Ebro-Becken steigen die Schichten des Mio-Pliozäns mit fast unmerklichem Gefälle zum Keltiberikum an: etwa von Moneva [D 8] bis Zaragoza [C 7] fällt das Jungtertiär mit wenigen Graden ständig gegen Norden ein⁴⁹⁾. — Ähnlich ist es bei Logroño [über A 4]. Bei einer Neigung der Schichten zum Becken von nur einem Grad würden die gleichen Bänke am Rande der Ketten schon 1000 m höher liegen als etwa 60 km weiter im Innern des Beckens. — Da pontische Kalke nur selten erhalten sind, fehlt es an einem sicheren Bezugsniveau, so daß es noch nicht möglich ist, die postpontische Abbiegung des Keltiberikums zum Ebro-Becken zahlenmäßig exakt zu erfassen. Sie dürfte im Niederaragon etwa 1000 m betragen (s. Abb. 23).

Im Tajo-Becken sind infolge der weiten Verbreitung pontischer Ablagerungen die postpontischen Verbiegungen in ihrem Ausmaß genauer festzulegen. In den Hesperischen Ketten (Tetas de Trillo [E 3]) liegt das Unterpliozän auf etwa 1100 m Höhe, dagegen auf dem „Tisch“ von Ocaña und Tarancón [H 2], d. h. inmitten des Tajo-Beckens, 400 m tiefer.

Im Becken von Calatayud [D 6] ist ebenfalls ein leichtes Einfallen des Mio-Pliozäns zur Beckenmitte erkennbar.

Ein Querprofil vom Tajo-Becken zum Ebro-Becken bringt diese jüngsten Verbiegungen deutlich zum Ausdruck. Es zeigt sich, daß die großen Randsenken auch in postpontischer Zeit noch gegenüber dem aufsteigenden keltiberischen Orogen langsam absanken (Abb. 29).



Abb. 29. Die postpontische Aufwölbung des Keltiberikums. Dargestellt ist die Höhenlage des Pont. Das Profil ist 30fach überhöht.

Erst durch diese posthume Aufwölbung des — praeontisch ja schon einmal fast völlig eingeebneten — keltiberischen Faltenstranges wurde infolge neuer Belebung der Erosion der Gebirgscharakter der heutigen Ketten geschaffen.

49) Besonders am „Pántano de Moneva“ gut zu beobachten, wo der Wasserspiegel der Talsperre eine sichere Horizontale bietet.

Zusammenfassung: Die Entwicklung der Randsenken im Tertiär.

Orogene Bewegungen von ?pyrenäischem Alter kommen darin zum Ausdruck, daß das festländische Alttertiär über verschiedene Schichten seines Liegenden übergreift (s. Taf. 2, Fig. 7). Während im Innern des Troges Oberkreide, stellenweise sogar noch Dan, erhalten ist, nimmt die Schichtlücke unter dem Paläogen gegen die Randgebiete so stark zu, daß dort mancherorts zu Beginn des Tertiärs Paläozoikum freigelegt haben muß.

In diesem Übergreifen des Alttertiärs bildet sich zum letzten Male die Senkungstendenz des Keltiberischen Troges ab: die vortertiären Bewegungen ließen den Trog zwischen der Kastilischen Masse im Westen und der Aragonischen Masse im Nordosten einsinken.

Demgegenüber ergeben Fazies und Mächtigkeit der paläogenen Sedimente, daß im Alttertiär die Bewegungstendenz sich umkehrt. Das Gebiet des einstigen Troges erscheint erstmalig als Denudationsgebiet, während die Randmassen, die ehemaligen Hochgebiete, einsinken und den Schutt des aufsteigenden Orogens bis zu erheblicher Mächtigkeit (1000 m) auffangen.

Die randlichen Hochgebiete werden also jetzt zu Randsenken. Im Bereich der Kastilischen Masse entstehen Duero- und Tajo-Becken. Über der untertauchenden Aragonischen Masse bildet sich das Ebro-Becken, über der Ateca-Schwelle das Becken von Calatayud. Dieses Aufsteigen des einstigen Troggebietes und das Einsinken der Randmassen leiten die Gebirgsbildung ein.

Die Hauptfaltung erfolgte an der Wende von Jung- und Alttertiär und dürfte der savischen Phase angehören. Durch das flache Übergreifen des Neogen über den Faltenbau und durch eine häufig aufgeschlossene Diskordanz zwischen Alt- und Jungtertiär ist dieses Alter belegt. Damals entstand das heutige Strukturbild der Keltiberischen Ketten (s. 76 ff.).

Die während des Alttertiärs angelegten Randsenken wurden weiter vertieft. Sie in erster Linie nahmen die kontinentalen Sedimente des Jungtertiärs auf.

Am Fuß des aufsteigenden Gebirges wurden grobe Fanglomerate aufgeschüttet, die sich beckenwärts mit roten, sandigen Tonen verzahnen und schließlich im Beckeninnern von Kalken und Gipsmergeln vertreten werden (Taf. 2, Fig. 8).

Kurz nach der Auffaltung des Gebirges war die Reliefenergie am größten. Die Schuttlagen stießen weit in die Becken